

岩石鋁物鋁床学会誌

第四十三卷 第四号

昭和三十四年八月一日

研 究 報 文

西中国の第三紀深成岩類	村 上 允 英
関東山地東部の三波川変成岩類中の緑閃石	関 陽太郎
二、三の変成岩中のカリ長石	島 津 光 夫
集片双晶における逆格子主軸安定の問題	{高野 幸雄 高野 琴代
酸素製鋼時の平炉廃塵中のマグヘナイト	伊 藤 健 三
北海道浜中地域の鮎床と火成活動について	藤 原 哲 夫
日高国幌満川上流の斑板岩質閃緑岩中の珪長質変成岩 並びにこれに伴う細粒包有岩(追補)	浅 井 安

報 會

日本岩石鉱物鉱床学会 30 周年記念会，総会，並びに学術講演会の予告
会費納入の件，会員動静

新刊紹介

Optical Mineralogy (第3版) By Paul F. Kerr

新地質學汎論 (藤本治義著)

抄 錄

鉱物学及び結晶学	天然産試料に依る PbS-PbSe 固溶体の研究	他 4 件
岩石学及び火山学	インド，ボンベイ地域のデカン玄武岩類	他 5 件
金 属 鉱 床 学	水溶液中の硫化物の溶解度	他 3 件
石 油 鉱 床 学	ガルフコーストの構造的研究	他 3 件
参 考 科 学	高温加水分解による硝子及び珪酸塩中の弗素の分析	

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鋁物鋁床学会

会 報

日本岩石鉱物鉱床学会 30 周年記念会、総会並びに合同学術講演会

下記次第により記念会、総会並びに学術講演会を開催します。なお総会、懇親会、見学の出欠を本誌挿入はがき（必要事項記入の上）にて 9 月 30 日までに必着するよう御通知願います。

時 昭和 34 年 11 月 7, 8, 9 日
場 所 東北大学

第 1 日 (11 月 7 日) (土曜日)

総 会	(9.00~9.30)	記 念 会	(9.30~10.00)
記念講演	(10.00~12.00)	記念撮影	(記念講演終了後)
学術講演	(13.00~17.00)		
懇 親 会	(17.30)		

会費 500 円 (当日受付に持参)
(懇親会場は当日総会々場に掲示致します)

第 2 日 (11 月 8 日) (日曜日)

学術講演 (9.00~13.00)
見学旅行出発 (14.00)——バス——(瀬見温泉泊)

第 3 日 (11 月 9 日) (月曜日)

見 学 場 所 山形県最上郡大堀鉱山、第三紀花崗岩、瀬見ドレライト等希望により見学

費 用 バス賃(仙台往復を含む)、瀬見温泉泊、約 1,300 円 (当日受付に持参)

人 員 申込み順で人員制限 (50 名)

案内者 竹内常彦・河野義礼・加藤磐雄

詳細は総会当日会場に告示します。

学術講演、懇親会、見学旅行は岩鉱学会、日本鉱物学会並びに日本鉱山地質学会共催で行います。

尚、個人講演の申込みは 8 月 31 日まで必着するよう申込み願います。

会費納入の件 本年度会費 500 円を本会 (振替仙台 8825 番) 宛至急お納め下さい。未納分は曩に直接お知らせしましたが、特に多額に滞納されている方は、至急お納め下さらないと、会誌の発行が停止されますので御注意下さい。



故 高 橋 幹 事

高橋幹事を悼む

本会幹事高橋純一先生には、去る7月9日、東京都杉並区堀ノ内の自宅に於て御逝去されました。会員一同、誠に痛恨の至りであります。

先生は本会創立以来幹事として直接その運営にあたられ、本会の発展に御尽力されました。特に戦後は戦時中休刊となつていた会誌の復刊に際して、当時の経済的困難とたゞかいながら、みづから先頭にたゞれて努力せられ、本会の名声と本誌の価値を学界に宣揚せられ、今日の隆盛の礎を築かれました。今年11月開催予定の本会30周年記念祝賀会を前にした矢先、先生の御他界は本会として最も痛惜に耐えないところであります。

先生は大正10年第四高等学校より東北帝国大学助教授として赴任せられ、大正11年には石油の成因に関し、腐泥説を提出して理学博士を授与せられ、同年米国及びフランスに留学、石油鉱床学及び水成岩について研究されました。昭和2年、本邦理学部に於ける唯一の石油鉱床学講座の新設に伴い担任教授となり、昭和9年には再びベルギー、ポーランドに外遊、更に昭和16年油田機構学講座が新設されるに及びこれを兼任せられ、その後地理学講座をも兼任されました。昭和21年には終戦後初代の理学部長の要職につかれ24年御退官、東北大学名誉教授となられ、引続いて信州大学学長となつて学校行政にたづさわられました。この間30有余年の長きに亘つて研究、及び後進学生の指導に当られ、150編以上の論文報告を發表され、偉大なる研究業績をのこされました。

私共は先生の学徳を追慕すると共に、益々研鑽を積み、本会今後の発展の為に新たに真剣なる努力を加えることが、先生の霊を慰め得る最上の道と信ずるものであります。

ここに謹んで哀悼の意を表し、御冥福を御祈り申し上げます。

昭和34年7月20日

日本岩石鉱物鉱床学会評議員 河野義礼

研究報 文

西中国の第三紀深成岩類*

Tertiary plutonic rocks in western Chūgoku

村 上 允 英 (Nobuhide Murakami)**

Abstract : The four areas of Miocene age are distributed in western San-in ; namely, in Kawato, Hamada, Masuda, and Susa district, from east to west. The lower parts of these Tertiary formations are composed of andesites, liparites, and plutonic rocks (dioritic and granitic rocks), which are considered of Oligocene age, by the field evidence and by the zircon method. In this paper, the petrographic features of these plutonic rocks are discussed briefly.

1. 緒 言

筆者は嘗て山口県北東部から島根県西端部に第三紀貫入と思われる深成岩類の分布する事を報告した¹⁾。その後研究が進み、調査区域が広まるにつれ、この考えは大体正しい事が判つたが、その時代及び分布については多少訂正すべき点も見出されている。又研究地域も以前と比べ相当に広大となつてゐるし、岩石学的資料も増加しているので、ここに従来の研究結果をとりまとめて発表する事とする。

2. 第三紀帯の地質のあらまし

中国西部における第三紀帯は、地質図に見られる通り山陰域にのみあり、何れも大きい湾入状を成している。即ち東より川戸地区・浜田地区・益田地区・須佐地区の順に列なり、旧期の岩層程内陸部に、新期の岩層程海岸部に分布している。

構成する火成岩は第1表に示す通りで、白堊紀のものと極めて類似している。即ち安山岩、流紋岩よりなる旧期の火山岩類及びこれら貫く深成岩類に始まり、国府層群中の安山岩、流紋岩の活動がこれに続き、高山斑岩及び種々の塩基性岩脈の貫入が更にその後に行われている。ただ高山玄武岩²⁾の時代は現在明らかでない。以上以の中、国府層群については今村³⁾、高山斑岩については杉、久綱⁴⁾の研究があり、然もその時代も比

* 1957年10月日本地質学会西日本支部例会講演内容の一部に加筆

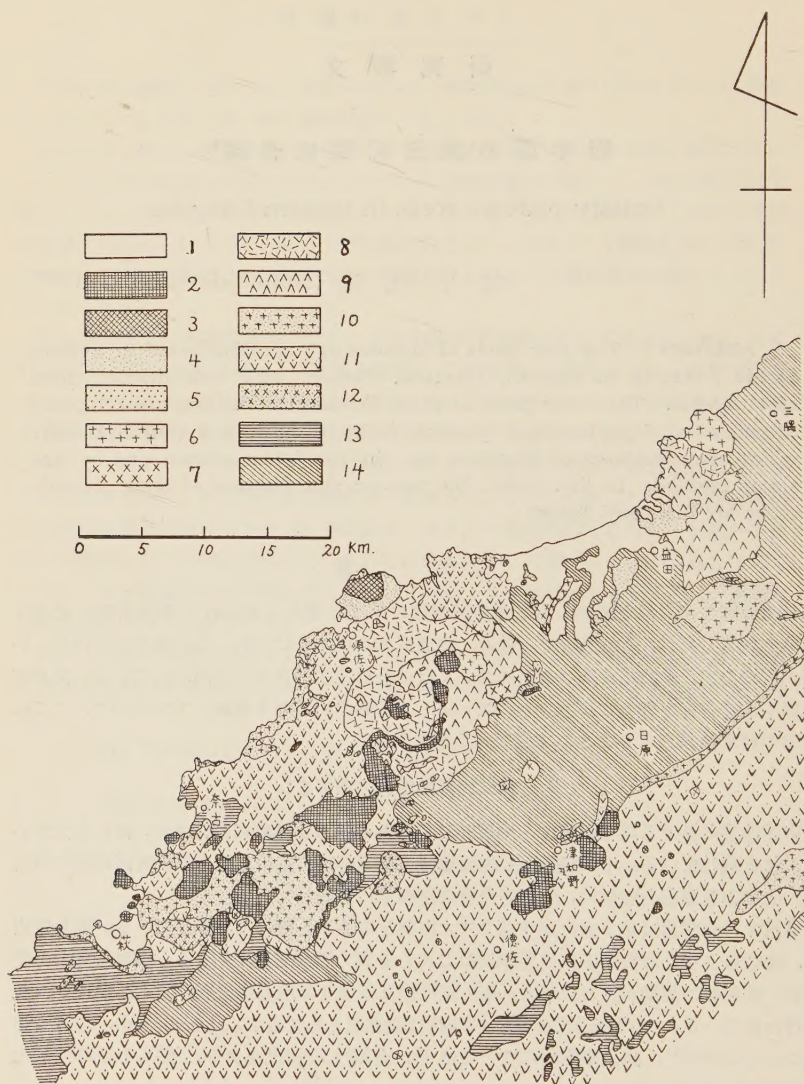
** 山口大学文理学部地学教室

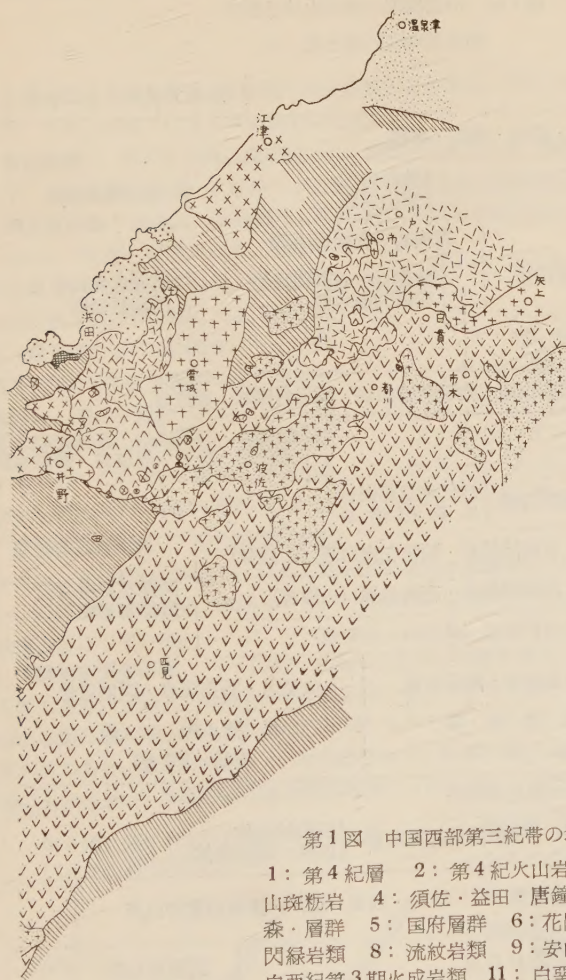
1) 村上允英：岩鉱，37，223，1953.

2) 野島 稔：九大理研報，地質1，14，1941.

3) Imamura, S. : Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, 2, 53, 1957.

4) 杉 健一・久綱正典：九大理研報，地質1，59，1944.

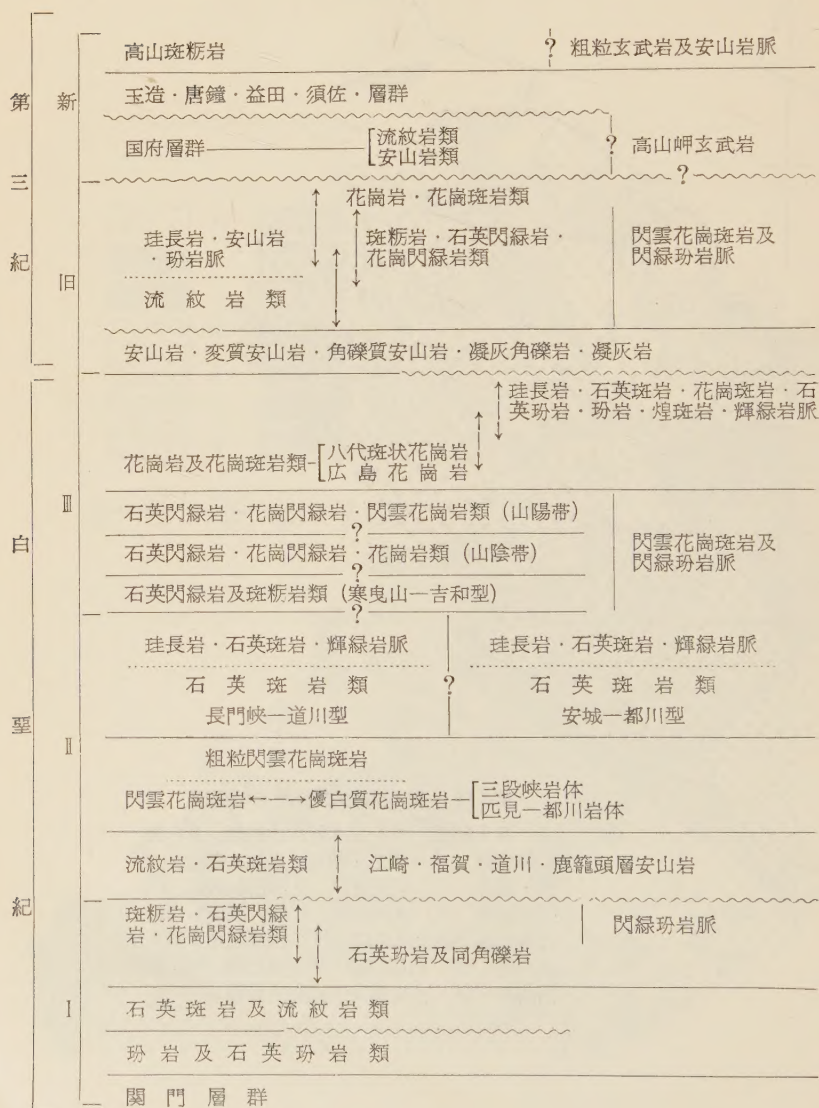




第1図 中国西部第三紀帯の地質図

- 1: 第4紀層 2: 第4紀火山岩類 3: 高山斑岩 4: 須佐・益田・唐鐘・玉造・大森・層群 5: 国府層群 6: 花崗岩類 7: 閃綠岩類 8: 流紋岩類 9: 安山岩類 10: 白堊紀第3期火成岩類 11: 白堊紀第2期火成岩類 12: 白堊紀第1期火成岩類 13: 閩門層群 14: 古生層及三郡變成岩類

第1表 中国西部の深成火成活動史



較的はつきりしているのので、此処では主として旧期の火山岩、深成岩類について述べる。

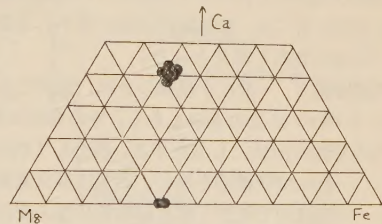
3. 第三紀旧期火山岩類

安山岩類とこれを貫き、或は覆う流紋岩類とより成る。何れも第三紀湾入部の最奥部に占め、背稜山脈直下に及んでいるものもある。

安山岩類：輝石安山岩，変質安山岩，角礫状変質安山岩，凝灰岩及び凝灰角礫岩よりなり，その性質は宮城，宇留野¹⁾が記載した男鹿半島の赤島熔岩類と似ている様である。

輝石安山岩：斜長石，普通輝石，紫蘇輝石，角閃石を主成分とし，石基は hyalopilitic ~ hyalo-ophitic 組織を示す。斑晶斜長石は An30-80 の成分で，輝石類の成分は第2図に示す通りである。ピジョン輝石質のものは石基部にも未だ見出されていない。角閃石は屢々輝石を置換し， $\beta=1.686\sim 1.691$ ， $2Vx=82^\circ\sim 84^\circ$ ， $Z=\text{green}$ ，の光学的性質を示すが，この他に陽起石質のもの ($\beta=1.660$ ， $2Vx=81^\circ\sim 85^\circ$) がある。

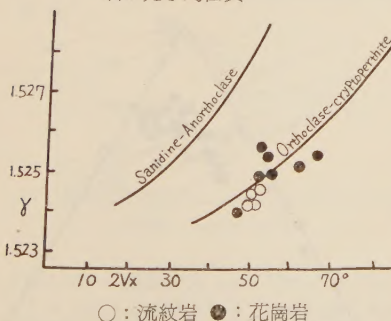
第2図 安山岩中の輝石の成分



変質輝石安山岩：安山岩類の大部を占め，有色鉱物の緑泥石・緑れん石・炭酸塩化，斜長石のソーシュライト化等が著しい。斜長石斑晶は成分 An33-80 で，石基は hyalo-ophitic か，変質して microfelsitic 様構造となつてゐる。

角礫状変質安山岩：1~10cm 大の周辺岩体の角礫を含み，細い綿状流理の発達したものもある。又鏡下では石英・カリ長石等の破砕片が多く認められる。その産状と併せ，安山岩類の貫入時に爆碎的活動が行われたものと考えられる。安山岩類中，比較的後期の貫入体である。変質作用著しく，有色鉱物は全く残存しない。石基も microfelsitic 様構造のものが多く。斑晶斜長石は比較的酸性で An9~44 の成分である。

第3図 流紋岩及び花崗岩中のカリ長石の光学的性質



凝灰岩・凝灰角礫岩：浜田南部の少区域に認められるのみで，安山岩に挟まれている。

流紋岩類：斑晶の大きいネバダイト質のもの，斑晶の細いリソイダイト質のもの，流理構造の著しいもの，不明瞭のもの等種々の外観のものがあり，それ等はお互に移り変る様である。又周辺岩体の破片を多く含む角礫状岩体が可成り広い分布を占める事もある。これは無角礫のものより恐らく後期の

1) 宮城一男・宇留野勝敏：地質，62，261，1956。

貫入と考えられる。又斜長流紋岩質のものと、カリ長石・酸性斜長石を含む酸性流紋岩とがあるが、相互の関係は不明である。斑晶は斜長石・カリ長石・石英・黒雲母より成るが、黒雲母は多く緑泥石化している。斜長石には $An\ 4\sim 23$ の著しく酸性のものと、 $An\ 18\sim 44$ のやや塩基性のもの（斜長流紋岩中）とある。カリ長石は酸性の岩体に多いが、第3図の様に何れも正長石系のもので、サニディン・アノソグレース系のは未だ認められない。この岩石は白堊紀の流紋岩・石英斑岩類と極めて類似し、両者が接している場合には屢々区別がつけ難い。然しその含有ジルコンの色は明らかに第三紀の特徴を示し、又一部の珪長岩脈を除いて、随伴岩脈の極めて少い点も白堊紀岩体と異っている。

4. 第三紀旧期深成岩類

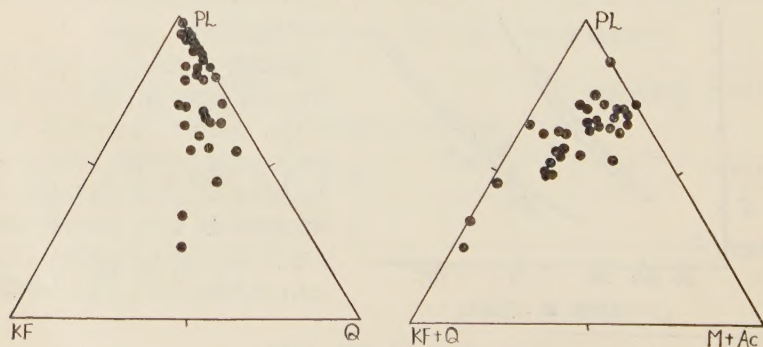
前期の閃緑岩を主体とする岩体と、後期の花崗岩を主体とする岩体とより成る。何れも安山岩類を貫くが、流紋岩には逆に貫かれる事もあり、閃緑岩類に著しい。これと相前後した時期の貫入と考えられる。

閃緑岩類：一般に小規模の岩株、岩脈であるが、浜田南部、江津南部、益田西部の様に巾 6-8km に及ぶものもある。その分布は第三紀帯及びその周辺地域に多いが、遙か南方の背稜山脈域にも点在する。総合して次の様な性質を有している。

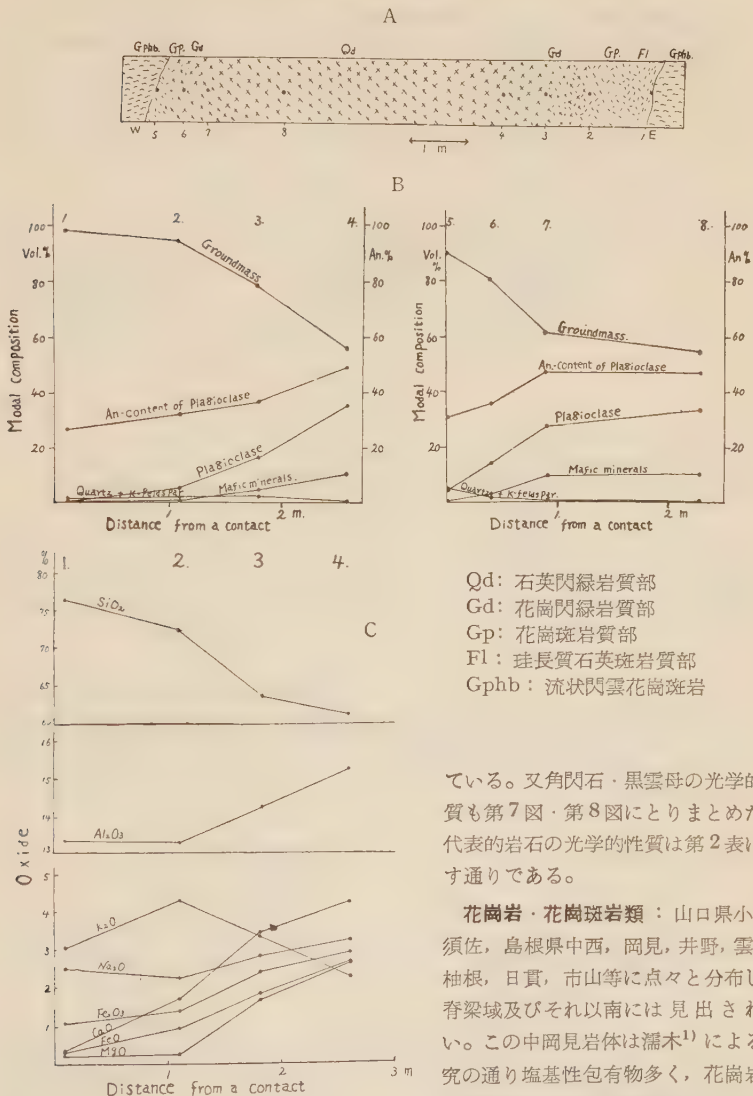
1. 一般に斑状構造を呈し、石基は微文象質の事が多い。
2. 一岩体内で粒度・組成鋁物量比等の変化が著しい。普通斑斑岩質岩体から半花崗質岩体にいたるいくつかの継続貫入体より成るものも多い。
3. 岩体は熱水変質を著しくうけ、有色鋁物の全く留められないものも多い。
4. 周辺岩体に対しては小規模の熱水変質を及ぼしているのみで、変質は極く弱い。

この様な性状から見て、これ等の岩体は浅所貫入体で第三期グリーン・タフ地域の塩基性深成岩類によく似ている。組成鋁物量比は第4図に示す通りである。尚、第三紀帯に分布するものには塩基性のものが多く、屢々輝石が含まれる。これに反し南部（山口県阿武郡南部一島根県鹿足郡域）に分布する岩体は主に角閃石石英閃緑岩で斑状構造が著しく、第5図に示す通り石英斑岩に漸移する複合岩体を形成する事がある。含有輝石の成分は第6図に示す通りで、西中国深成岩中では高山斑斑岩体に似、白堊紀のものとは少々異つ

第4図 閃緑岩類の組成鋁物量比



第5図 閃緑岩質複合岩脈の性状



ている。又角閃石・黒雲母の光学的性質も第7図・第8図にとりまとめた。代表的岩石の光学的性質は第2表に示す通りである。

花崗岩・花崗斑岩類： 山口県小川，須佐，島根県中西，岡見，井野，雲城，柚根，日貫，市山等に点々と分布し，脊梁域及びそれ以南には見出されない。この中岡見岩体は瀧木¹⁾による研究の通り塩基性包有物多く，花崗岩漿と閃緑岩類及び安山岩類との間における

可成り著しい混成作用（より深処における）を示していて，この点他の岩体とは異つてゐる。その他の岩体では綜合して次の様な性状を有している。尚，成分鉱物量比及び代表

1) 瀧木輝一：地質，63，35，1957。

第2表 閃緑岩類中の

岩 型	石英閃緑岩	石英閃緑岩	石英閃緑岩
産 地	島根県美川	島根県中西	島根県二条
単 斜 輝 石	$\beta=1.690\sim1.695$ $2V_z=51^\circ\sim53^\circ$	$\beta=1.693\sim1.695$ $2V_z=50^\circ\sim53^\circ$	$\beta=1.693\sim1.694$ $2V_z=50^\circ\sim52^\circ$
紫 蘇 輝 石	none	$\gamma=1.711\sim1.715$ $2V_x=50^\circ\sim52^\circ$	none
角 閃 石	$\beta=1.677\sim1.679$ $2V_x=70^\circ\sim72^\circ$ X=淡黄 Y=黄緑 Z=濃帯褐緑	$\beta=1.664\sim1.666$ $2V_x=74^\circ\sim76^\circ$ X=淡黄 Y=黄緑 Z=濃帯褐緑	$\beta=1.667\sim1.670$ $2V_x=79^\circ\sim80^\circ$ Z=濃帯褐緑 $\beta=1.661$ $2V_x=70^\circ$ Z=淡黄緑
黒雲母及緑泥石	$\gamma=1.650\sim1.652$ Z=帯緑黄褐	$\gamma=1.654$ Z=帯赤褐 $\gamma=1.646$ Z=赤褐	$\gamma=1.628$ Z=淡緑
斜 長 石	An 23~61	An 20~70	An 23~70
カ リ 長 石	$2V_x=58^\circ\sim59^\circ$	n. d.	$2V_x=67^\circ=$

第3表 花崗岩・花崗斑岩

岩 型	斑状黒雲母花崗岩	黒雲母花崗岩	斑状黒雲母花崗岩
産 地	島根県雲城	島根県中西	島根県日貫
角 閃 石	none	none	none
黒雲母及緑泥石	$\gamma=1.636\sim1.639$ Z=帯赤褐 $\gamma=1.617$ Z=淡緑	$\gamma=1.629\sim1.631$ Z=帯赤褐	$\gamma=1.634\sim1.636$ Z=帯赤褐 $\gamma=1.618$ Z=淡緑
斜 長 石	斑晶 An 15~35 石基 An 15~26	An 21~43	斑晶 An 13~38 石基 An 13~27
カ リ 長 石	$2V_x=52^\circ\sim57^\circ$ $\gamma=1.526\sim1.528$	$2V_x=61^\circ\sim64^\circ$ $\gamma=1.5265$	$2V_x=62^\circ\sim68^\circ$ $\gamma=1.527$

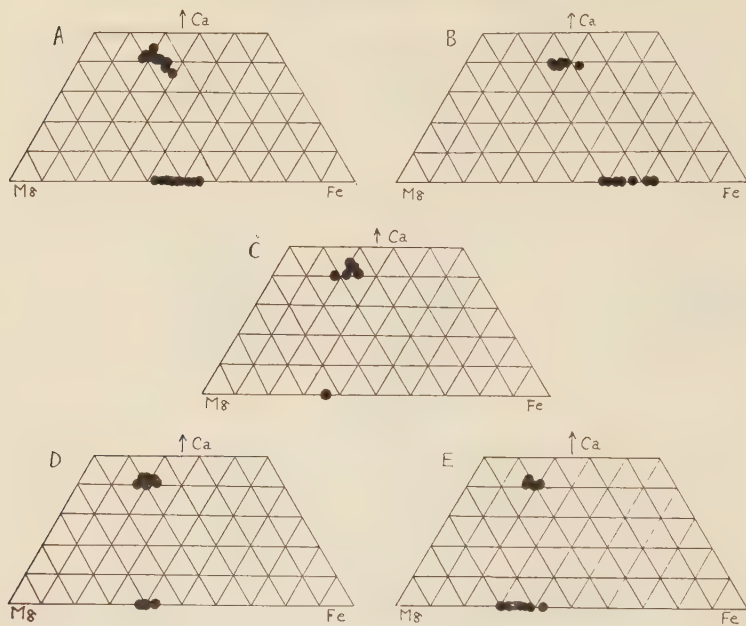
鉱物の光学的性質

石英閃緑岩	半花崗岩	石英閃緑岩	花崗閃緑岩	半花崗岩
島根県東仙道	島根県二条	島根県左鏡	山口県弥富	山口県弥富
none	none	none	none	none
none	none	none	none	none
$\beta=1.656\sim1.658$ $2V_x=72^\circ\sim73^\circ$ X=淡黄 Y=淡緑黄 Z=黄緑	none	$\beta=1.694\sim1.696$ $2V_x=76^\circ\sim78^\circ$ Z=濃緑褐 $\beta=1.696\sim1.698$ $2V_x=65\sim69^\circ$ Z=濃緑 $\beta=1.666$ $2V_x=72^\circ$ Z=淡緑	$\beta=1.665\sim1.669$ $2V_x=72^\circ\sim73^\circ$ X=淡黄 Y=淡黄緑 Z=帶褐緑	none
n. d.	$\gamma=1.661\sim1.663$ Z=帶赤褐	$\gamma=1.636$ Z=淡緑	$\gamma=1.647$ Z=緑褐 $\gamma=1.634$ Z=淡緑	$\gamma=1.638$ Z=帶褐緑
An 27~70	An 8~43	An 22~64	An 22~50	An 7~37
none	$2V_x=71^\circ\sim74^\circ$	$2V_x=72^\circ$	$2V_x=52^\circ\sim54^\circ$	$2V_x=72^\circ\sim75^\circ$

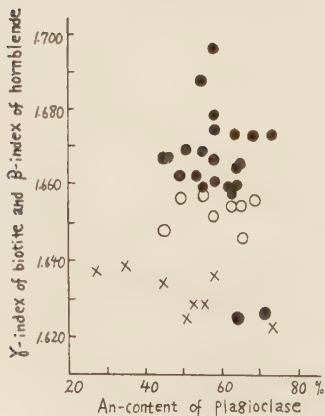
中の鉱物の光学的性質

斑状黒雲母花崗岩	合角閃石黒雲母花崗岩	黒雲母花崗斑岩	斑状半花崗岩
山口県小川	島根県市山	島根県井野	島根県佐野
none	$\beta=1.642\sim1.651$ $2V_x=73^\circ\sim76^\circ$ X=淡黄 Y=淡緑黄 Z=黄緑	none	none
$\gamma=1.612$ Z=淡緑	$\gamma=1.631\sim1.633$ Z=帶赤褐	$\gamma=1.655\sim1.657$ Z=緑褐	$\gamma=1.632$ Z=帶赤褐 $\gamma=1.619$ Z=淡緑
斑晶 An 13~39 石基 An 13~26	斑晶 An 14~48 石基 An 14~36	斑晶 An 17~38 石基 An 16~27	斑晶 An 13~38 石基 An 13~31
$2V_x=52^\circ\sim56^\circ$ $\gamma=1.526$	$2V_x=51^\circ\sim54^\circ$ $\gamma=1.5275$	$2V_x=53^\circ\sim54^\circ$	$2V_x=46^\circ\sim48^\circ$ $\gamma=1.524$

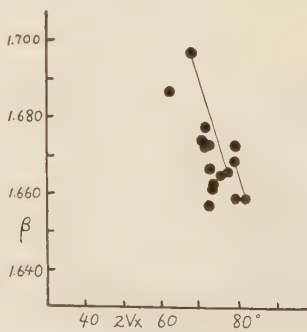
第6図 西中国深成岩類中の輝石の成分



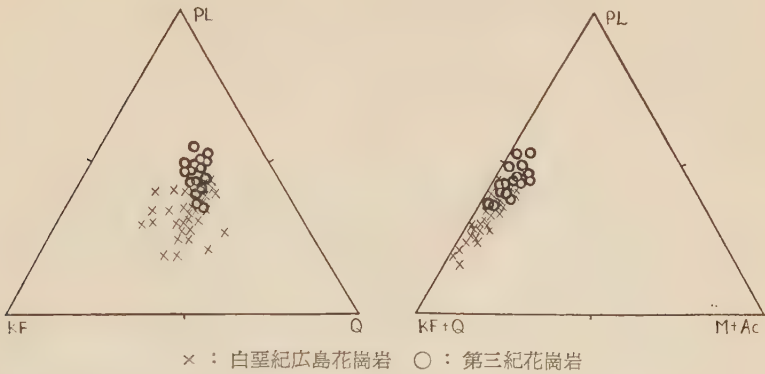
A: 白堊紀第1期 B: 同第2期 C: 同第3期
D: 第三紀旧期 E: 第三紀高山斑岩岩

第7図 閃緑岩体中黒雲母、
角閃石類の屈折率

● : 角閃石 ○ : 黒雲母 × : 緑泥石

第8図 閃緑岩体中の角閃
石の光学的性質

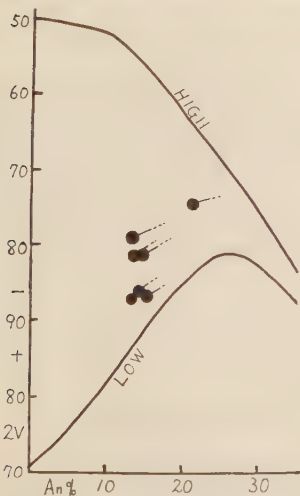
第9図 花崗岩、花崗斑岩体の組成鉱物量比



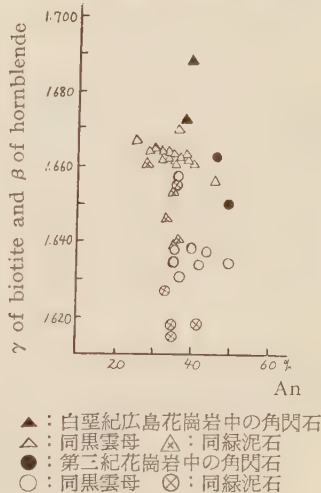
的岩石中の鉱物の光学性を第9図及び第3表に示す。

1. 一般に可成り著しい斑状構造を呈し、石基部は粒状～微文象質である。
2. 周縁は多く花崗斑岩に漸移し、井野・雲城では更に石英斑岩に漸移する。
3. 斑晶は斜長石のみで、石英・カリ長石は石基部にのみ伴われる。従つて第9図の通り白堊紀広島花崗岩に比しやや塩基性である。
4. アプライトは時に多いが、ペグマタイトは殆んど伴われない。又石英斑岩や玢岩・煌斑岩等の塩基性岩脈も全く伴われない。
5. 所謂 dark xenolith は一般に少く、存在する場合には屢々原岩の組織が良く残つてゐる。

第10図 花崗岩中斜長石の光学性



第11図 花崗岩花崗斑岩中の黒雲母、角閃石類の屈折率



6. 周辺岩体に対する変質は極めて弱い。

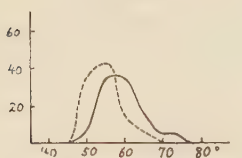
又含有鉱物については次の様な性質が認められる。

1. 斜長石は An 13~43 の成分で、白堊紀花崗岩と大差がない。

2. 斜長石の外縁部のみについて測定した結果では、高温・低温両型の漸移型のものが多い様である (第 10 図)。尚、光軸角のみよりではあるが、内核部も同様の性状と考えられる。

3. カリ長石は何れも正長石 (第 3 図) で微斜長石は見当らない。その光軸角は白堊紀花崗岩に比し小さい傾向がある (第 12 図)。パーサイト構造は余り認められない。

第12図 花崗岩中のカリ長石の光軸角



実線は白堊紀広島花崗岩、
破線は第三紀花崗岩

4. 有色鉱物は主に黒雲母で、時に角閃石を伴うが、一般に熱水変質を著しくうけ、緑泥石化している。

5. 新鮮な黒雲母は帯赤褐色で屈折率が著しく低い。含有角閃石の屈折率も又低く、緑泥石の屈折率も同様である。これは恐らく化学成分の特異なため (Fe 少く Mg 多い) と見られるが、酸性の花崗岩質岩においては比較的興味ある現象といえよう。第 11 図の通り白堊紀広島花崗岩とに全く異っている。

5. 第三紀旧期火成岩類の時代

筆者が以上の火山岩・深成岩類を第三紀と考えているのは、主に次の理由によるものである。

1. 旧期の安山岩類は益田南部・浜田南部・日貫地域等において、白堊紀の石英斑岩・花崗斑岩・深成岩類を貫いている。第三紀流紋岩類も同様の関係にある。

2. 地質図に見られる通り、旧期岩体の分布は新第三紀済人部内にのみあり、他の域には見られない。

3. 火山岩・深成岩中のジルコン¹⁾は赤色味を帯びた第三紀特有の色調を有し、白堊紀のものとは明瞭に相違している。

次にこれら火成岩類の時代を更に細く決める事は現在の所可成り困難である。然し最近今村²⁾は旧期岩体を蔽う国府層群の時代を初期～初中期中新世としているので、これより古期のものなる事は確かである。又山口県北西部の芦屋層群中には、今村、和田³⁾により見出された数百米に及ぶ厚い安山岩、流紋岩質凝灰岩層がある。この芦屋層群の時代は含有化石から、今村、岡本、遠藤⁴⁾により漸新世と考えられている。従つてその火山灰の源は君谷、国府火山岩類よりも古期の火山活動によるもので、旧期の火山活動に対比する事も可能である。筆者は以上の理由から旧期火成岩類の時代を一応漸新世と考え度い。又ジルコンの色からこの様に考えた方が都合が良い。尚、これらの岩体はその分布、層位関係等からグリーンタフ火成活動の最古期を示すものといえよう。

論文を終るに当り、ジルコンの鑑定をしていただき、其他多くの御指導をいただいた九州大常田達教授・唐木田芳文学士、この地域の地質について種々御助言をいただいた山口大高橋英太郎教授に深い謝意を表する。

1) 君谷、国府火山岩中のジルコンも略同様の色調で、両者は屢々区別し難い。

2) Imamura, S.: 前出, 1957.

3) 今村外治・和田 健: 日本地質学会西日本支部会報, 14, 7, 1954.

4) 今村外治・岡本和夫・遠藤誠道: 1957年12月日本地質学会西日本支部例会講演

関東山地東部の三波川変成岩類中の緑閃石

Actinolite in the eastern part of the Kanto Mountains

関 陽 太 郎 (Yôtarô Seki)*

Abstract : Glaucophanitic regional metamorphic terrain in the eastern part of the Kanto Mountains can be divided into the following two parts; pale coloured actinolite zone and greenish blue actinolite zone. Though the greenish blue actinolite is only found in the highest grade part of the terrain; "spotted schist zone", pale coloured actinolites are chiefly distributed in the non-spotted schists, phyllites or weakly metamorphosed Paleozoic formation. These two kinds of actinolite can be easily discriminated to each other by their optical properties (Figure 1).

Chemical, optical and X-ray data of these two actinolites are also given in this paper.

1. 緒 言

1938 年、堀越が発表した四国別子地方の三波川変成岩類の中にある角閃石族の研究¹⁾は、当時の三波川変成帯研究にとって新しい方法であり、又、注目すべき結果であつた。そして、三波川変成岩の造岩鉱物の研究として、この堀越の研究に十分肩を並べうるものは、それ以後 1957 年頃まで報告されることがない。筆者は、関東山地東部の三波川変成岩類の岩石学的研究を進める過程で、これらの変成岩類の中の mafic 火山噴出岩および貫入岩を源岩とする緑色変成岩に、きわめて普遍的にみられる緑閃石 (actinolite) の光学的・化学的性質と産状とに注目した。その結果は、上にあげた堀越の四国の三波川結晶片岩で出した結果および彼がその論文で関東山地の三波川変成岩中の緑閃石に就いて述べたことに、ほぼ近いものであつた。関東山地の三波川変成岩類の中には、mafic な火山噴出物または貫入岩の、火成段階での、褐色〜褐緑色〜緑色の普通角閃石 (hornblende) が残晶としてしばしば見出されるが、変成作用にともなつて出来た角閃石としては普通角閃石と考えられるものはない。もつとも屈折率の高いものでも、後に述べる如く、緑閃石と称さるべきものである。斜方角閃石はまだ見出されることがない。

この研究では、東京大学都城秋徳および紫藤文子氏から、有益な助言を得た。X-線粉末データをうるにあたつては、紫藤文子氏を通じて、東京大学理学部地質学教室岩石学研究室より多くの援助を得た。以上の各氏にふかく感謝する。

2. 緑閃石の分布と鉱物組合せ

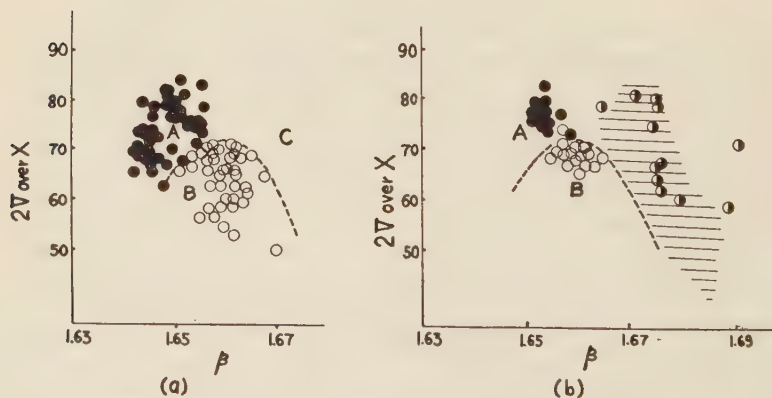
関東山地に於ける三波川変成岩類の中での緑閃石の分布範囲の層序的な上限は、前に述

* 埼玉大学文理学部地学教室

1) 堀越義一：地質，45，290～301，1938.

べたりーベカイトまたはマグネシオリーベカイト成分に富むアルカリ角閃石のそれ¹⁾にほぼ近く、弱変成古生層中の“チャート及び碎屑岩層”の中部又は上部である(文献 1)の第 1 図参照) 緑閃石はそれ以下、この地域の最下部層である点紋片岩層にまでの間の、mafic な火山噴出岩および貫入岩源の変成岩の中に広く分布する。このような緑閃石を鏡下で見る時、これらの緑閃石が層序的な上下によつて、ほぼ二種にわけられうることに気付く。それは、点紋片岩層内の緑色片岩に限られて見出される比較的濃い青緑色の多色性を示すものと、無点紋片岩層およびそれ以上の層準の緑色変成岩類の中にある無色又は、淡緑・淡黄緑色の多色性のものとである。両種の緑閃石の分布の境は、決して確然たるものではないし、又、その境が点紋・無点紋の片岩層の境(これも決して一つのきまつた面で表わされうるものではないが)に常に一致するものでもない。例えば寄居町西部では、淡緑色緑閃石が無点紋片岩層の下限より点紋片岩層の中にまで広く見出されている。しかし、点紋片岩層中に安定にある緑色片岩の緑閃石が主として、青緑色緑閃石であり、又、青緑色緑閃石は、点紋片岩層の中でのみ安定に見出される(弱変成古生層のなかの mafic な貫入岩で、褐色普通角閃石を囲んで青緑色緑閃石の出来ていることがあるけれども、これらの緑閃石は常に、無色ないし淡緑色の緑閃石によつて囲まれている)。これらの緑閃石のうち、青緑色緑閃石は緑泥石・チタナイト・スティルブノメレーン・白雲

第 1 図



(a) 関東山地東部の変成岩中の緑閃石の光軸角と β との関係

- : 点紋結晶片岩層の緑閃石
- : 無点紋片岩層およびそれ以上の層準の閃緑石

(b) 青海地方の結晶片岩中の緑閃石の光軸角と β との関係

- : 緑泥石帯の中の変成度のたかい部分の緑閃石
- : 緑泥石帯の中の変成度のひくい部分の緑閃石
- ◐ : 黒雲母帯の青緑色普通角閃石

(ハッチした部分は、阿武隅山地の角閃岩〜エビドート角閃岩中の普通角閃石のフィールドを示す)

1) 関 陽太郎 : 岩鉱, 42, 128~135, 1958.

母・エビドート・石英・曹長石・稀にザクロ石と安定に共存する。無色～淡色緑閃石は、エビドート・パンベリー石・緑泥石・チタナイト・スティルプノメレーン・白雲母・石英・曹長石・稀にローソン石と安定に共存する。これらの緑閃石とアルカリ角閃石との関係は、すでに報告した通りである¹⁾が、その中、点紋片岩層にあるアルカリ角閃石(リーベカイト又はマグネシオリーベカイト成分に富む)は、常に不安定な形で青緑色緑閃石につつまれていることは注目すべき事実である。

3. 光学恒数について

上に述べたような分布を示す緑閃石の B と $2V_x$ を幾つか測定して、それらの値を、それぞれ横、縦両軸とする図にプロットすると第1図(a) のようになった。即ち先に無色ないし淡色緑閃石と呼んだものと、青緑色と呼んだものとは、光学的性質によつて相当はつきり区別される。之を、先にあげた堀越のデータと比較すると、堀越が四国別子地方で green schist と呼んだものの中の緑閃石が、関東山地での青緑色緑閃石に、同じく堀越が green phyllite と呼んだものの中の緑閃石が、関東山地での無色～淡色緑閃石にほぼ相当するものであるらしい。多色性もそれぞれ極めてよく一致するし、又、この論文の第1図は堀越の論文の第7図(堀越は B でなく、劈開片上に於ける $N_{2D}(= \gamma)$ をはかつた)とよく一致する。

このような区別は、上に述べたように四国の三波川変成岩類にも通用するらしいが、更に他の広域変成域の変成度への分帯にも用いられうるらしい。例えば、筆者が調べた限りでは、青海地方の結晶片岩地域で坂野が緑泥石帯とよんだもの²⁾は、第1図の B のフィールドに入る光学的性質の緑閃石をもつ緑色片岩がある部分と、 A のフィールドに入る緑閃石で特徴づけられる緑色片岩をもつ部分とに二分され得る(第1(b)図)。前者は、坂野の黒雲母帯に移化し、坂野によるとその中に藍閃石片岩がないが、後者には、藍閃石片岩を介在するという。

4. 化 学 成 分

第1図の A , B の2つのフィールドに落ちる光学的性質を持つ緑閃石をそれぞれ1つづつ、緑色片岩からアイソダイナミックセパレーターとグレシ液を用いて分離した。不純物としてごく僅かのチタナイトが入つて居るのを除いては、分離結果はほぼ満足すべきものであつた。それらのサンプルの化学組成は第1表に示されて居る通りである(光学的性質も付記した)。

第1表から青緑色緑閃石(II)は無色緑閃石(I)に較べて Fe^{2+}/Mg 比が大きく、且つ Al の多いことがわかる。このことは、それらの光学的性質からも大体推定され得ることであり、又、再結晶の程度その他の点³⁾⁴⁾より考えて、青緑色緑閃石で特徴づけられる点紋片岩層は、緑閃石で特徴づけられる無点紋片岩層およびそれ以上の層準の部分よりも、おそらく変成度が高い(少くともより高温で変成された)であろうと思われる事とよく一致する。

1) 関 陽太郎：前出，1958。

2) Banno, S. : Jap. Jour. Geol. Geogr. (in press)

3) 関 陽太郎・加藤千草：岩鉱，43，57～63，1959。

4) Miyashiro, A. and Seki, Y. : Am. Jour. Sci., 256, 423～430, 1958。

第1表 関東山地東部の緑閃石の化学成分と光学的性質

	I	II		I	II
SiO ₂	56.06	50.55	O	23	23
TiO ₂	n. d.	n. d.	Si	7.93	7.42
Al ₂ O ₃	2.14	6.51	Al	0.07 } 8.00	0.58 } 8.00
Fe ₂ O ₃	2.22	5.40		0.28	0.54
FeO	8.97	11.58	Fe'''	0.24	0.60
MnO	0.23	0.32	Fe''	1.06 } 5.01	1.42 } 4.94
MgO	16.11	10.72	Mn	0.03	0.04
CaO	10.28	9.77	Mg	3.40	2.34
Na ₂ O	1.36	1.46	Ca	1.55	1.54
K ₂ O	0.00	0.18	Na	0.37 } 1.92	0.41 } 1.98
H ₂ O+	2.42	2.89	K	0.03
H ₂ O-	0.17	0.31	H ₂ O	1.14	1.45
Total	99.96	99.69			

	I	II
α	1.626	1.648
β	1.634	1.661
γ	1.640	1.669
$\gamma-\alpha$	0.014	0.021
(-)2V	76°-80° (average 78°)	61°-68° (average 65°)
c \wedge Z	24°	30°
X	colourless	pale yellowish brown
Y	pale yellow	pale bluish green
Z	pale brownish yellow	pale greenish yellow
orientation	b=Y	b=Y

I: 緑閃石・エビドート・緑泥石・チタナイト・石英・曹長石片岩中の淡色緑閃石 (埼玉県東秩父村白石), 原子比は H₂O を除いた時に 0=23 として計算された。(分析者, 関・加藤千草)。

II: 緑閃石・エビドート・緑泥石・チタナイト・絹雲母・スティルブノメレーン・石英・曹長石片岩中の緑青石緑閃岩 (埼玉県東秩父村大内沢), 原子比は, H₂O を除いた時に 0=23 として計算された。(分析者, 関加藤千草)。

5. X-線解析値

Philips ガイガー計数管 X-線 diffractometer (Cu-K α) を用いて得られたデータをもとにして, これらの緑閃石の格子恒数を算出し指数化を試みた結果は, 第2表に示されて居る。これら2種の緑閃石には, 前に述べたような, 化学組成上の差があるにもかかわらず, 格子恒数などに関しては, 両者の間に全くといつてよい程差がない。

単斜角閃石の X-線データによる指数化は, 1954 年に, 人工透角閃石について Comefero と Kohn とによつて発表されており¹⁾, 第2表の値は, Comefero らによる

1) Comefero, J. E. and Kohn, J. A. : Am. Min., **39**, 537~548, 1954.

第2表 関東山地東部の緑閃石の X-線データと格子恒数 (CuK α)

I, II は, 第1表の I, II にそれぞれ対応する

Indices	I		II	
	2 θ	Intensity	2 θ	Intensity
020	9.7	15	9.7	9
110	10.4	100	10.4	100
130	17.38	14	17.39	9
111	18.07	19	17.99	15
200	18.69	8
040	19.57	23	19.61	16
220	21.02	9	21.02	9
131	22.83	15	22.80	10
{ 131	26.24	40	26.24	30
{ 041				
240	27.12	40	27.16	46
310	28.69	80	28.72	80
221 }	30.30	36	30.32	20
151 }				
330	31.83	16	31.86	17
331	32.70	22	32.69	24
151	33.01	73	33.00	70
061	34.52	19	34.48	29
202	35.32	23	35.29	23
350	37.63	15	37.65	10
351	38.40	29	38.41	40
312	39.56	10	39.56	5
261	41.63	22	41.62	10
202	44.26	9	44.16	8
351	44.80	13	44.85	9
461	55.53	17	55.53	14
a	9.86 Å		9.86 Å	
b	18.13 Å		18.10 Å	
c	5.28 Å		5.31 Å	
β	75°20'		75°20'	

ものによく一致する。

6. 討 論

この論文および筆者による 関東山地の三波川変成岩類に関する今迄の一連の論文¹⁾²⁾³⁾⁴⁾から, 関東山地では, 不変成ないし弱変成古生層より点紋結晶片岩層までの間に, 全体として, 一連の増進変成作用があつたと容易に結論され得る。そして, 関東山地に於ける増進変成作用の最高度の部分を示すと思われる所に第1表 II にあげた青緑色緑閃石が出来たのである。

1) 関 陽太郎 : 岩鉱, 41, 155~163, 1957.

2) " : 岩鉱, 41, 227~235, 1957.

3) " : 前出, 1958.

4) 関 陽太郎・加藤千草 : 前出, 1958.

堀越が四国別子地方の三波川変成岩中の角閃石の研究の結果を報告した時に、次のような注目すべきことを述べているのをこゝで想起しなくてはならない。“関東山地の結晶片岩区域中には、別子附近で筆者が含黒雲母あるいは含ザクロ石片岩帯とせる部に相当する岩石は見当らない。岩石の見掛けも、角閃石の性質も、関東山地の大部分の結晶片岩は、別子附近の岩石と較べると、一般的用語を用うるならば、その変質度の低き部に相当すると思われる”。堀越の推論をそのまゝ考えると、関東山地の最高変成度を示すと思われる点紋岩層より更に変成度の高い部分がもしあつたとすれば、それは、別子附近の頁岩・砂岩源の結晶片岩の中に黒雲母の出来ていることで特徴づけられる堀越の含黒雲母片岩帯又は最近の坂野の研究による黒雲母帯¹⁾でなくてはならない。又、坂野によつて研究された青海地域の黒雲母帯²⁾に対応するものであるかも知れない。前にこの論文の中で述べたように、緑閃石の光学的性質からすると関東山地の点紋片岩帯とそれ以上の層準の部分とは、青海に於ける緑泥石帯の変成度のたかい部分と、それより低変成度の部分とに、それぞれ対応する。又、筆者の調べた範囲では、青海で坂野が黒雲母帯とした、頁岩・砂岩源の結晶片岩に黒雲母が普遍的に見られる部分に介在する緑色変成岩（エビドート角閃岩と言うべきものであろう）の中の角閃石は、関東山地の緑色片岩の中にはまだ見出されたことがない、いわゆる普通角閃石と言うべきものであり、第1図C部分に入る光学的性質をもつ（第1(b)図）。又、前にあげた別子地方の、含黒雲母片岩帯の中にあり、堀越が“spotted hornblende schist”とした岩石のなかの普通角閃石の光学的性質は、上に述べた青海の黒雲母帯の中の緑色岩のなかの普通角閃石の光学的性質と類似する。

このような、角閃石族の吟味から、関東山地、青海、別子の三地域の同じように藍閃石質の広域変成作用の間に第3表のような変成度の対比が可能ではないかと思われる。

第3表 関東山地東部、青海地方、および別子地方の、変成度の概略の対比

関東山地東部		青 海 地 方		別 子 地 方			
緑 泥 石 帯	1)	緑 泥 石 帯	2)	緑 泥 石 片 岩 帯	3)	緑 泥 石 帯	4)
	無色緑閃石帯		無色緑閃石帯		green-phyllite		I
	青緑色緑閃石帯		青緑色緑閃石帯		green-schist		II
	？			含片岩 黒雲母	spotted hornblende schist	黒雲 母帯	III
欠 除		黒 雲 母 帯					

1) 本論文 2) S. Banno, 前出, 1958 3) 堀越義一, 前出, 1938

4) Miyashiro, A. & Banno, S. 前出, 1958

勿論、筆者は、堀越がかつて述べたように、“角閃石のみからかゝる結論を下すことは、むしろ乱暴であるが、”結晶片岩中に広く分布する角閃石が重要な意義を有する事は確かである”とも考えるので、あえて、こゝに、筆者の考えを提した次第である。

1) Miyashiro, A. and Banno, S. : Am. Jour. Sci., 前出, 1958.

2) Banno, S. : Jap. Jour. Geol. Geogr., 前出.

二、三の変成岩中のカリ長石

Potash feldspars in some metamorphic rocks

島 津 光 夫 (Mitsuo Shimazu)*

Abstract : Potash feldspars in the Akka metamorphics (contact metamorphic rocks), several other metamorphics and granites are studied optically and by the x-ray powder method. Triclinicity values (Δ) in potash feldspars of the Akka metamorphics show monoclinic symmetry, not only in orthoclase zone (higher part of amphibolite facies), but also in cordierite zone. Potash feldspars in hornfels close to granite mass seem to show diffuse reflection and large optic angle.

In other metamorphic terrains, potash feldspars show extremely low triclinicity values, while those in the Hida gneiss, as well as the Hida granite, show large triclinicity values. From these results, the relations between symmetry change of potash feldspar and metamorphism are discussed. From the albite molecular percent in some alkali feldspars, the temperature of potash feldspar formation is determined by the Barth's method.

1. ま え が き

変成岩中のカリ長石については、角閃岩相では微斜長石(三斜)、白粒岩相および輝石ホルンフェルス相では正長石(単斜)が安定であると言われてきた¹⁾が、具体的に両者の安定関係について研究した例は従来非常に少なかった。最近、Heir²⁾がノールウエーの変成岩について研究し、またわが国では、紫藤³⁾が勿来の変成岩について報告している。両地方でのカリ長石の安定関係と変成作用との関係には若干のひらきがあるが、どちらも興味のある結果を報告している。変成岩中のカリ長石の研究には、その他にも、黒田⁴⁾の日立、丹沢の変成岩、山田⁵⁾の飛弾の片麻岩についてのものがある。著者は、北上山地の安家変成岩⁶⁾の研究を進めて来たが、この変成岩は非常にカリ長石に富んだホルンフェルスである。このカリ長石の性質を調べ、それによつて変成岩の性質を明らかにしたいと考えて、この研究を初めた。その1つの目的は、さきに述べた堇青石帯と正長石帯の間に、カリ長石の対称の変化が認められないかということであつた。しかし、この点

* 地質調査所

1) Ramberg, H : Univ. Chicago Press. 1952.

2) Heir, K. S. : Jour. Geol., **65**, 468~479, 1957.

3) Shido, F. : Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo. Sec. II, **11**, 131~217, 1958.

4) Kuroda, Y. : Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku Sec. C, **52**, 117~125, 1958.

5) 山田敬一 : ひだ研究連絡誌.

6) 島津光夫 : 地質, **64**, 109~124, 1958.

に関しては、この地域の変成岩中のカリ長石は、すべて正長石（単斜対称）で差異は認めることができなかった。しかし、変成岩とくにホルンフェルス中のカリ長石の資料は少ないので、この地域のものについて報告しておくのも無意味とは思われないので、今までの研究結果を報告する。なお、他の地域の二、三の変成岩および花崗岩についても予察的に行つたので、附加えることにする。

2. 研究の方法

最近、岩石中のカリ長石に多くの関心が持たれるようになった根底には、系統的に進められて来た Goldsmith, Laves¹⁾²⁾ らの研究がある。彼等は、Bowen³⁾ らが4つの同質異像を設けるのに対立して、カリ長石の同質異像として、単斜対称のハリ長石と三斜対称の微斜長石の2型を認め、両者の間に構造的に中間の型のものを考えている。この対称の違いは、Si と Al の秩序(order)、無秩序(disorder)の度合によるもので、ハリ長石は無秩序で、高温型、微斜長石は秩序で低温型であると述べている。そして、Al, Si の秩序度と温度の関係を概念図で表現し、正長石はハリ長石が部分的に微斜長石に近ずいた不安定なものとしてとり扱っている。このような、彼等の考え方によると、カリ長石の対称関係は一応地質温度計として用いることができることになるが、問題は残る（正長石が不安定形とすれば）。しかし、Heir⁴⁾、紫藤⁵⁾の結果は地質温度計として十分使えることを示している。Laves⁶⁾ らは、対称の度合を測る物差しとして、三斜度 Δ ⁷⁾(triclinicity)を用いている。これは、次の式で表わされるものである。

$$\Delta = 12.5 (d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}\bar{1})})$$

カリ長石に関する知識は、さらに集積されつゝあるが、ここでは必要なことだけに止めておき、次にこのような基礎にたつて、著者が実際に行つた測定の方法を列記する。

(1) X線粉末法⁸⁾により、(131), ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) の d の値から、 Δ の値を求めて比較した。

なお、カリ長石の分離は、100~150mesh 前後に粉碎し、アイソダイナミックセパレーターで分離した後、重液（ヨードメチレン）を用いて選別した。

(2) ユニバーサルステージを用いて、2V の測定を行つた。

(3) 分離のほとんど完全と思われるもの（X線粉末法により検討した）について、flame photometer により、 K_2O , Na_2O の量を分析した。

(2), (3) については後で説明する。

なお、初めに基礎試料として、ベグマタイトその他から採集した次のような結晶を用いた。1) 氷長石…岡山県三吉鉱山産の熱水性脈。2) 正長石…安家ホルンフェルスを貫くベグマタイト。3) 微斜長石…岐阜県苗木産ベグマタイト。4) ハリ長石…和歌山県牟婁郡産過晶質流紋岩⁹⁾。

1) Goldsmith, J. R. & Laves, F. : Geoch. Cosmoch. Acta. **5**, 1~19, 1954.

2) Goldsmith, J. R. & Laves, F. : Geoch. Cosmoch. Acta. **6**, 100~118, 1954.

3) Bowen, N. L. & Tuttle, O. F. : Jour. Geol., **58**, 489~511, 1950.

4) Heir, K. S. : 前出, 1957.

5) Shido, F. : 前出, 1958.

6) Goldsmith, J. R. & Laves, F. : 前出, 1954.

7) α , γ が 90° から偏倚する量。

8) ガイガーフレックス 理学電機製。

9) 村山正郎 : 新宮, 阿田和5万分の1地質図幅および説明書, 1954.

Table 1. Powder diffraction datas and some other properties of some patash feldspars.

Aldularia		Orthoclase		Orthoclase		Microcline		Sanidine		h k l
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	
6.48	m			6.48	m	6.50	m	6.51	m	020
4.23	m	4.24	m	4.23	m	4.24	m	4.17	m	201
3.95	m	3.96	m	3.96	m	{ 3.99 3.95	m	3.92	w	111
3.78	s	3.79	s	3.79	s	{ 3.84 3.73	s	3.77	s	130
3.62	w	3.61	w	3.63	w	3.60	w	3.62	w	13 $\bar{1}$
3.54	w	3.56	w	3.58	w					22 $\bar{1}$
3.47	s	3.49	s	3.48	s	3.49	s	3.46	m	112
										220
3.32	s	3.27	s	3.32	s	3.32	s	3.28	s	202
3.24	vs	3.24	vs	3.24	vs	3.25	vs	3.26	s	040
3.19	s	3.19	vs	3.19	s	3.20	s	3.23	vs	002
2.99	s	3.10	s	2.99	s	{ 3.03 2.96	s	2.98	s	131
2.93	w	2.94	w	2.94	w					222
2.90	m	2.91	s	2.91	s	2.91	m	2.91	m	041
								2.89	w	022
2.77	w	2.78	m	2.77	m	2.77	w	2.77	m	132
2.61	w					2.62	w			312
2.58	m	2.58	m	2.58	m	2.57	w	2.57	m	24 $\bar{1}$
2.19	w							2.20	w	151
2.17	s	2.17	s	2.16	s	2.16	s	2.17	m	060
1.80		1.80	s	1.80	s	1.80	s	1.79	m	204
50		50		72		80		35		2V α
Or ₉₆ Ab ₄		Or ₇₈ Ab ₂₂		Or ₇₉ Ab ₂₁		Or ₇₆ Ab ₂₄		Or ₇₅ Ab ₂₅		
Vein, Miyoshi, Okayama		Pegmatite, Akka, Iwate		Banded gneiss, Akka, Iwate		Pegmatite, Naegi Gifu		Perseic rhyolite, Muro, Wakayama		Rock type & locality

Ca/Ni, 8-1-4, 1/2°/1min., 35kv, 15mA.

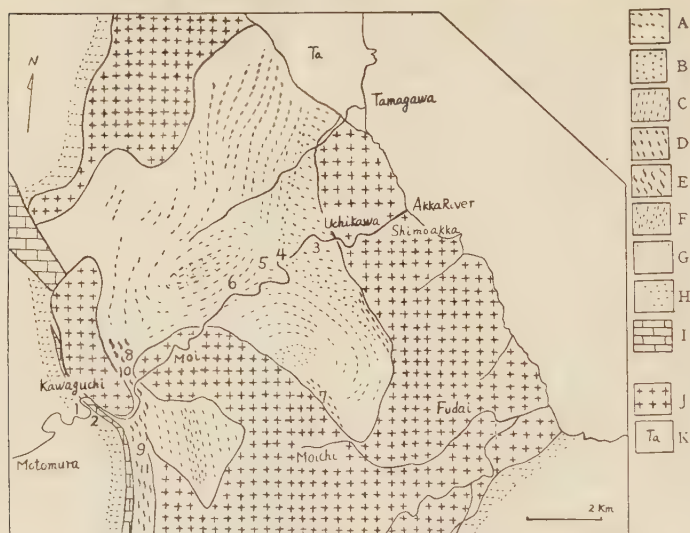
それらの d の値, 2V 値, Ab 分子の量は第1表に示した。

3. 安家変成岩中のカリ長石

安家変成岩については、すでに報告¹⁾したので、こゝでは必要と思われることだけを要約して述べる。この変成岩は、北部北上山地、田野畑花崗岩の接触変成岩の一部で、岩体の北部の安家附近に発達している。両側の接触帯と、ルーフペンダントよりなっている。ルーフペンダントを構成するのは、ホルンフェルスおよび片麻岩で、種々の岩相よりなっている(第1図)。その一般的な特徴は、塊状で(ときに葉理、片理をもつ)、黒雲母、堇青石、斜長石、石英および比較的多量のカリ長石及び少量の白雲母、珪線石、石榴石を含んでいることである。これに対し、西側の接触帯のホルンフェルス(川口附近)は、黒雲母、堇青石、斜長石、石英の他に、白雲母、紅柱石(一部珪線石)を含み、カリ長石が極めて少ない。したがって、白雲母と正長石の安定関係から、前者を正長石帯、後者を堇青石帯に

1) 現在さらに検討を加えている。

Fig. 1 Geological map of the Akka district



- (A) massive hornfels (B) sandstone hornfels (C) laminated hornfels
 (D) banded hornfels (E) banded gneiss (F) laminated hornfels(cordierite)
 (G) fine grained hornfels (H) hornfels (outer aureole) (I) limestone
 (J) Tanohata granite (K) Tamagawa formation

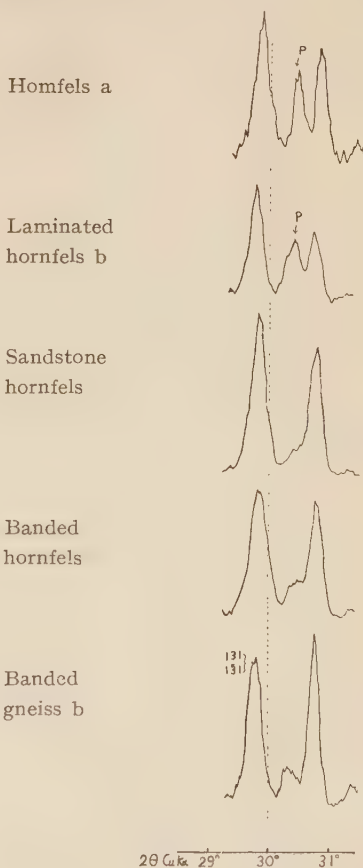
Table 2. Properties of potash feldspars in the Akka metamorphics.

No.	Rock type	Δ	$2V\alpha$	Comments	Size (mm)
1.	Hornfels a	0		moire extinction	0.5
2.	Hornfels b	0.12	72 78	somewhat moire extinction	
3.	Massive hornfels	0	73 75	somewhat moire extinction	0.2
4.	Sandstone hornfels	0.12	66	somewhat moire extinction, partly microcline crosshatching, perthitic	0.5, 0.8
5.	Laminated hornfels a	0	50	somewhat moire extinction, perthitic	0.2
6.	Laminated hornfels b	0	52 56	somewhat moire extinction	0.2
7.	Banded hornfels a	0.12	53 61	somewhat moire extinction	0.3
8.	Banded hornfels b	0	55 64 72	somewhat moire extinction	0.3, 1.8(max)
9.	Banded gneiss a	0	56 58	somewhat moire extinction, poikilitic	1.5
10.	Banded gneiss b	0.15	66 72 82	moire extinction, Carlsbad twin.	0.5
11.	Banded gneiss c	0	72	partly moire extinction	0.4

帯分した。こゝでは、第1図にさらに細分して示した変成岩の各岩相から、それぞれ1〜2箇の試料をとりだし、その中のカリ長石を上述の方法で調べた。その結果は、第2表に示した。(131), ($\bar{1}\bar{3}1$) のピークの様子は、第2図に示した。△値、2V値の他に、対称の変化が1つの結晶内で、一様でなく、部分的に微斜長石双晶を示す場合もあるので、格子双晶、moiré extinctionの有無、様子を觀察した。また、黒田¹⁾が指摘しているような裂開(hemiorthodome parting)がかなり広く認められるので、その有無を調べたが大部分のものに認められた。

以上の結果、安家変成岩では、西側のホルンフェルスでも、ルーフペンダントのホルンフェルス、片麻岩でも、0.15以上の三斜度(△)を示すものがみとめられない。わずかにdiffuseしたもの(△:0.12~0.15)は、花崗岩に直接する、やゝ粗粒で、カリ長石の量の多いものに限られる。その他は、第1図に示した各岩相の間には変化が認められず、すべて単斜の対称(正長石)を示している。2Vの値は、50°~82°の間に变化するが、正長石に相当する値²⁾である。72°以上の値を示すものは、花崗岩に近いもの(川口のホルンフェルス、年々の縞状片麻岩、内川の塊状ホルンフェルス)で、ホルンフェルスの場合は、△値より2Vの値の方が細かな変化を示しているように思われる。2Vの値は、1つの薄片内でも差があり、また1結晶個体内でも、変化

Fig. 2 131 and $\bar{1}\bar{3}1$ reflection in diffraction patterns of potash feldspars in the Akka metamorphics.



P : peak of plagioclase

のあるものがわずかに認められる。しかし、勿来の変成岩のような顕著な累帯構造を示しているものはみられない。また、perthiteも、双晶も極めて少ない。一般に moiré

1) Kuroda, Y. : 前出, 1958.

2) Tuttle のダイアグラムによる。

extinction を示すが、典型的な格子双晶を示すものはほとんどない。

上のような測定および観察の結果、この地域の変成岩は、ほとんど単斜対称のカリ長石（正長石）を含み、先にわけた堇青石帯、正長石帯ともに単斜カリ長石が安定である。すなわち、この地域では、三斜カリ長石は、さらに低い温度（低い変成度）で安定なものと考えられる。ただし、そのような変成岩にはカリ長石が認められないので、関係を確かめることができない。なお、わずかに diffuse し、2V 値も大きいカリ長石が、花崗岩に接する部分の変成岩中に認められる。この変成岩は、後退変成を受け、堇青石、柱線石の白雲母化がやや著しいもので、カリ長石の変化もやはり後退変成によるものではないかと考えられる。

4. その他の変成岩中のカリ長石

二、三のカリ長石に富んだ変成岩について、安家変成岩と同様な測定方法によつて、カリ長石の性質を調べてみた。資料が少ないので、変成作用の性質を述べることは無理であるが、大体の傾向は示すことができる。△値、2V 値等を第3表に示した。それによると、興田¹⁾、広田のホルンフェルスは、単斜カリ長石で、安家ホルンフェルスに類似している。領家変成岩では、片状ホルンフェルス、縞状片麻岩ともに単斜の対称を示している。筑波および阿武隈の縞状片麻岩も単斜対称を示している。

勿来附近の阿武隈変成岩では、紫藤²⁾によつて、B 帯の中頃（角閃岩相の中頃より下の方）で対称の変化が認められている。そして、紫藤はカリ長石の転移点を基にして、勿来地方の変成岩では、斜方輝石の晶出が、Heir³⁾の研究したノールウェーの変成岩より高い温度で始まっていると述べ、阿武隈変成岩の特徴を指摘している。

Table 3. Triclinicity and 2V values of potash feldspars in some metamorphics.

Rock type	Locality	△	2V α
Hornfels	Okita, aureole of the Semmaya granite	0	63~71
Hornfels	Hirota, aureole of the Hirota quartz monzonite	0	
Schistose hornfels	Dando, Ryōke zone	0	80~82
Banded gneiss	Dando, Ryōke zone	0	
Banded gneiss	Ina, Ryōke zone	0	54~63
Banded gneiss	Ina, Ryōke zone	0	56~57
Banded gneiss	Hirasawa, Tsukuba	0	58~62
Banded gneiss	Hirasawa, Tsukuba	0	53~54
Banded gneiss	Abukuma	0	55~57
Banded gneiss	Hida	0.63	62~63
Banded gneiss	Hida	0.83	73~77

1) 長谷川修三：岩鉱，39，184~203，1955.

2) Shido, F.：前出，1958.

3) Heir, K.S.：前出，1957.

しかし、接触変成帯¹⁾²⁾³⁾では、勿来の場合とちがつて、角閃岩相の上の方で初めてカリ長石を晶出し、しかもそこでは単斜カリ長石が安定であるので、転移関係を求めることは難しい。領家変成岩については、試みたわずかのデータからは、片状ホルンフェルス帯で単斜であるが、今後十分の検討を必要とする。飛弾変成岩⁴⁾中のカリ長石は、縞状片麻岩では、 Δ が 0.6, 0.8 の値を示す微斜長石で、格子双晶も顕著である。(131), ($\bar{1}31$) のピークは極めて broad で、一つの岩石中に Δ 値のちがうものが混在していることを示しているものと考えられる。2V 値は、それぞれ、62~63, 73~77 で、他の地域の場合よりも Δ と 2V が対応しているように思われる。安家変成岩などでは、2V が 60° 以上の値を示すにも拘らず、 Δ が 0, すなわち単斜対称を示す場合がある。これは、測定個数が少ないためなのか、もつと本質的な原因なのか明らかでない。カリ長石の測定の際、今後十分検討してかゝる必要があると考えている。

飛弾片麻岩中のカリ長石は、船津花崗岩中のものと類似した性質を持ち、 Δ からは、著者がとり扱った変成岩中で唯一の微斜長石であつた。それらの (131), (131) のピークの様子を典型的な水長石、微斜長石 (ベグマタイト産) と比較して第3図に示した。

5. 花崗岩のカリ長石

花崗岩中のカリ長石の性質を構造運動と結びつけて考察した研究が、最近 Marmo⁵⁾ によつて報告されている。著者も変成岩中のカリ長石と同様に、いくつかの試料について、予察的に試みた(第4表)。その結果前述の船津花

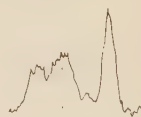
崗岩、および苗木花崗岩の一部を除いては、ほとんどが単斜カリ長石(正長石)であつた。

Fig. 3 131 and $\bar{1}31$ reflection in powder diffraction patterns of potash feldspars. having different occurrences.

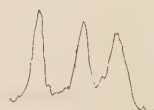
Adularia
Miyoshi (vein)



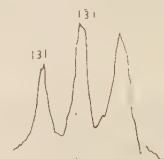
Microcline
Hida (gneiss)



Microcline
Funatsu (granite)



Microcline
Naegi (pegmatite)



2θ 29° 30° 31°

1) 島津光夫：前出，1958。

2) Seki, Y. : Sci. Rep. Saitama Univ., Ser. B, II, 307~361, 1957.

3) 大木靖衛：地質，64, 1~12, 1958.

4) 磯見 博・野沢 保：船津5万分の1地質図幅および説明書，1957.

5) Marmo, V. : Am. Jour. Sci., 256, 360~364, 1958.

Table 4. Potash feldspars in some granites.

Rock name	Locality	Δ	$2V_{\alpha}$
Quartz monzonite	Orikabe, Kitakami	0	51~52
Quartz monzonite	Hirota, Kitakami	0	60~62
Granodiorite	Takekoma, Kitakami	0.14	59~65
Granodiorite	Akka, Kitakami	0	67
Granodiorite	Yōkamachi, Kitakami	0	64~65
Granodiorite	Ishikawa, Abukuma	0	
Granodiorite	Sōri, Ashio	0	58~61
Granodiorite	Funatsu, Hida	0.7	81~82
Granodiorite	Shibisan, Kagoshima	0	
Granite, Sanyo type	Okayama	0	64~66
Granite, Sanyo type	Okayama	0.12	
Granite (coarse grain) (fine grain) (graphic)	Naegi, Gifu	0	
		0	
		0.53	82
Druse pegmatite		0.75	80

苗木花崗岩の場合もペグマタイトに近い部分のものである。苗木花崗岩は、細粒黒雲母花崗岩で、ところどころに晶洞ペグマタイトを産している。この晶洞の外側をとりまいて、数 cm 程度の文象組織を示す岩相があるが、この部分と、細粒相およびペグマタイトの三つの部分のカリ長石を調べた。その結果、細粒相は単斜 ($\Delta = 0$)、ペグマタイトは Δ が 0.75、文象相はそれよりやや小さい 0.53 の値を示す微斜長石であることが確かめられた。船津花崗岩は Δ 値が 0.7 である。花崗岩中のカリ長石も今後さらに研究を進めたなら花崗岩の形成について興味ある事実が得られるかも知れない。

6. カリ長石の Na 含量について

変成岩および花崗岩中のカリ長石もかなりの Ab 分子を含み、これらが冷却の過程で離溶により析出され、perthite を作ることは衆知のことである。Barth は、この Ab 分子の量は温度の函数で、地質温度計として用いることができると述べている。Barth は初め¹⁾ 固相分裂曲線 (solvus) を用いて温度を推定したが、最近²⁾ カリ長石およびそれと共存する斜長石中の Ab 分子の量の比 (分配率) から温度を求めることを試みている。これは Eugster³⁾ の実験結果から類推したものである。

著者は、分離のほとんど完全と思われるもの (10 ケのカリ長石) の K_2O , Na_2O の分

1) Barth, T. F. W. : Neues Jahrb. Min., Abh., **82**, 143~154, 1951.

2) Barth, T. F. W. : Skr. Vidensk. Akad. Oslo, 1. Math. Naturv. Kl., no. 1, 1956.

3) Eugster, H. P. : Ann. Rpt. of the Geophysical Laboratory, Carnegie Inst. Year Book **54**, 112~113, 1954.

Table 5. Ab per cent in some patash felspars and felspar crystallization temperatures by Barth's method.

		K ₂ O	Na ₂ O	mol. Or	prop. Ab	k	T(°C)
Sandstone hornfels	(4)	16.58	1.80	87	13	0.20	480
Banded hornfels	(7)	10.94	1.68	81	19	0.28	560
Banded gneiss	(11)	14.36	2.52	79	21	0.31	580
Banded gneiss, Hida		14.03	1.61	86	14	0.21	490
Gneissose granite, Hida		11.30	1.67	83	17	0.24	520
Quartz monzonite, Orikabe		11.40	2.31	78	22	0.36	630
Pegmatite (durse), Naegi		13.16	2.93	76	24	0.26	550
Pegmatite (dyke), Akka		14.07	2.88	78	22	0.24	520
Vein, Miyoshi		14.46	0.53	96	4		<350
Rhyolite, Muro		12.92	3.07	75	25	0.40	670

$$k = \frac{\text{mol fraction of ab in alkali felspar}}{\text{mol fraction of ab in plagioclase}}$$

析値¹⁾から、不純物を含まないものとして、カリ長石中の Ab 分子の量を計算し、Barth の方法により形成温度の推定を試みた²⁾。その結果は第 5 表に一括して示した。

それによると、ルーフペンダントの安家変成岩では、周縁部の花崗岩に近接するものが 560°~580° で、中心部のものの 480° より高い温度で形成されたことになる。しかも、△値、2V 値は、周縁部のものの方が大きい。このことは、やはり先に述べたように、後退変成によつて説明されることを裏書きしているものと思われる。田野畑花崗岩を貫く pegmatite も 520° で変成岩に近い値となつている。飛弾片麻岩と船津花崗岩は、どちらも 500° 前後で、Barth の調べたノールウェーの Anatexite granite, Diapirite granite の形成温度に近い値を示し、普通の花崗岩 (Barth の例では 600° に、折壁石英モソニ岩は、630°) より低い値となつている。

この研究にあつて、助言を頂いた牛来正夫氏、紫藤文子氏、分析をして頂いた倉沢一氏、薄片を貸して頂いた村山正郎、野沢保の両氏、試料を頂いた多くの諸氏、文献を貸して頂いた鈴木淑夫氏、実験に御協力を頂いた島崎吉彦、磯沼司朗の両氏に厚く感謝の意をあらわす次第である。

- 1) CaO の量は、一般に少いので無視した。
- 2) この方法は土 ±50° の誤差をみこんでいる。

集片双晶における逆格子主軸安定の問題

The problem of the stability of reciprocal main axis
in polysynthetic twin

高 野 幸 雄 (Yukio Takano)*

高 野 琴 代 (Kotoyo Takano)**

Abstract : In the course of the crystal analyses of autunite and xanthophyllite several common crystallographical properties, in particular, constancy of reciprocal main axes observed across the stage of crystal transition were found. Similar character were also observed in silicate minerals such as quartz, feldspars and pyroxenes, and in sulfide minerals such as digenite and sphalerite.

Writers discussed also the relation between twinning axis and reciprocal main axis, and proposed to introduce a conception of reciprocal lattice for clear and accurate descriptions of twinning, especially for those of monoclinic or triclinic crystals.

1. 擬対称の結晶形態

結晶というのは一般にはその結晶構造にふさわしい結晶形態をなして成立しているものである。つまり結晶構造の所属する空間群は、外形の属する点群すなわち晶族の中の一員であるはずである。ところが天然に産出する鈹物の中には、その結晶構造の所属しない晶族の対称をもつた形態で産出するものが非常に多く存在する。しかも一般には形態の所属する晶族は、構造の属する晶族とは異なる結晶系に属することが多く、また形態の対称の方が構造の対称より高いことが多い。このような現象を擬対称という。たとえば黄銅鈹・ペロフス石・ルソン銅鈹及び灰十字沸石は擬等軸、ソーダ沸石・トムソン沸石は擬正方、霞石・雲母・クリソベリル・輝沸石及び束沸石は擬六方、斜長石類は擬単斜の形態をなして産出する¹⁾。これらは結晶の転移による同質仮晶と考えられるものが多く、たとえば方礬石は 265°C 以上では等軸結晶であるが、この温度で転移して斜方晶系の低温型になった後も、複雑な双晶作用によつて高温型の外形が維持されている²⁾。

この双晶作用の週期が非常に細くなつて、単位胞の数倍程度の規則的な繰り返しとなれば、X線に対しても協連性となり、超格子をもつたいわゆる多型として観測される。ところが双晶作用の週期がそれ程細くなく、しかも低対称の分域の一つ一つを分離して測定を行うのには小さすぎるという中間の段階もかなり存在することが十分に予想され

* 東京大学教養学部地学教室

** 東京大学理学部鈹物理学教室

1) 原田準平：鈹物概論（岩波全書），41～57，160～194，1958.

2) Ito, T., Morimoto, N. and Sadanaga, R. : Acta Cryst. **4**, 310～316, 1951.

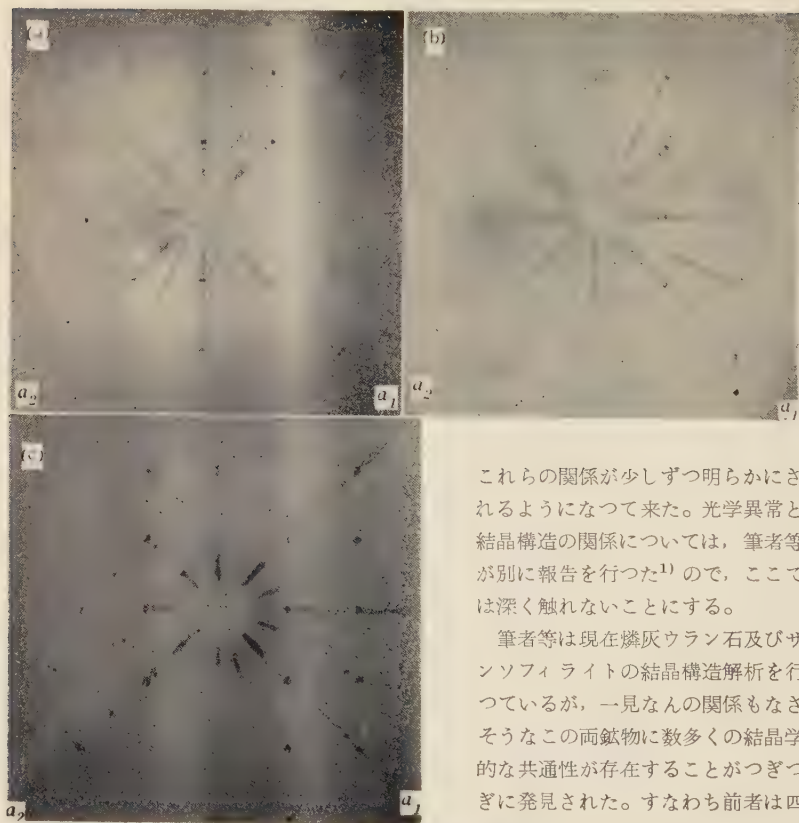
第1図 六角板状ザンソフィライトのワイセンベルグ写真 (c 軸回転 0 層線)第2図 六角板状ザンソフィライトのノンスクリーン・プリセクション写真 (c 軸基準)

る。このような鉱物では、規則的な双晶作用が高対称の輪廓の中で繰り返えされているためと、一つ一つの分域の構造の高対称のものからのずれも非常に小さいために、その結晶構造を高対称のものと認定した例もあると思われる。光学異常という未解決の問題も、このことと大きな関係をもっていると思われるが、最近の X 線による結晶解析技術の進歩に伴い、ペロプス石¹⁾・方沸石²⁾・ジルコン³⁾及びザンソフィライト⁴⁾などについて、

- 1) Kay, H. F. and Bailey, P. C. : Acta Cryst. **10**, 219~226, 1957.
- 2) 桐山良一・安積政昭 : 鉱物, **3**, 418~423, 1958.
- 3) Ueda, T. : Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, B**23**, 297~304, 1956.
- 4) 高野幸雄・高野琴代 : 鉱物, **3**, 674~692, 1958.

第3図 正方形板状燐灰ウラン石のプリセション写真 (c軸基準)

(a) 0層線 (b) 第1層線 (c) 第2層線



これらの関係が少しずつ明らかにされるようになって来た。光学異常と結晶構造の関係については、筆者等が別に報告を行つた¹⁾ので、ここでは深く触れないことにする。

筆者等は現在燐灰ウラン石及びザンソフィライトの結晶構造解析を行つてゐるが、一見なんの関係もなさそうなこの両鉱物に数多くの結晶学的な共通性が存在することがつぎつぎに発見された。すなわち前者は四角板状、後者は六角板状のいずれも

雲母状の結晶として産出するか、これらの底面に垂直な薄片をとると、いずれも多角形の各頂点より中心に向う対角線によつていくつかの分域に分たれ、その分域の一つ一つが周縁の稜と関係をもつものであることが分つた。このことからこれらの鉱物は高温の溶融状態から、はじめは高温型の結晶構造とそれにふさわしい外形をもつて生れたものが、周囲の条件が變つたために、外側の輪廓をほとんどそのままに残したまま、主として多角形の周縁部より内側に向けてその結晶構造が低温安定型に転移したものであらうと推論した。このことからこのような転移がそれほど顕著でない他の多くの鉱物では、内部の結晶構造も低温安定型の分域の集合から成り立っているにもかかわらず、これらがもとの高対称の輪廓の中で維持されているために、分域の一つ一つが低対称のものよりなることに気

1) 高野幸雄・高野琴代：地質，65，237～248，1959.

附かない鉱物も数多いものと思われる。斜長石におけるベルト石構造¹⁾などは、このような性格が顕著にあらわれたものとも考えられる。ことに最近 Kay 等によりその結晶構造が明らかにされたペロフス石²⁾は、このようなものの典型的な例と言えるであろう。このように考えて来ると転移の前後における結晶方位がどのような関係になっているかということが大きな問題として起つて来る。現在筆者等が実験を行っている燐灰ウラン石及びゼンソフィライトにおいては、主たる層構造をもつ平面に垂直な方向、すなわちこの平面に関する逆格子軸がほぼ共有されるという結果が得られた。斜方晶系より高対称の結晶系では逆格子軸は結晶軸と一致するが、単斜晶系以下では逆格子軸と結晶軸とは必ずしも一致しない。そこで転移の前後を通じて共通な方向を指示するために、このような方向を逆格子主軸と呼び、本実験を中心として他の鉱物にも適用されるかどうかを探究して見たいと思う。

2. ゼンソフィライトの集片双晶

ゼンソフィライトの分域の構造とその外形との関係については、筆者等はすでに詳しい報告を行つた³⁾。したがつてここでは主として転移前後における結晶方位の関係についてだけ述べよう。第1回は秩父鉱山石灰沢産ゼンソフィライトの六角板状のものについての c 軸 O 層綿のワイセンベルグ写真である。このものは各個体が 120° ごとに輪転双晶をなして、各個体の逆格子点が互いに重なり合うので、あたかも六方晶系の対称をもつた単体であるような観を呈している。この関係をさらに分り易くするために第2図に同じものの c 軸基準のノンスクリーン・プリセプション写真を示した。この写真では明らかに c 軸の方向に3回対称軸をもつように見える。しかしこの試料について高次の層線の写真を撮影すると、各回折斑点が3つずつに増え、また a 軸基準の写真をとると各回折斑点が主として c 軸の方向に拡散するので、この試料が輪転双晶よりなることがわかる。

筆者等はさきにゼンソフィライトは SiO_4 四面体の2重層をずらして低温安定型に転移して生じたものであろうと述べたが、もしこのような転移が六角柱の輪廓の中で行われたとすれば、2重層に垂直な方位、換言すれば六角柱の母線の方向は、六方晶系のものから単斜晶系の結晶に転移した後も全くそのままに保存されることになる。いゝかえれば a b 面に垂直な方向すなわち c^* 軸方向は転移前の六方晶系の結晶の場合も、転移後いくつかの分域に分れた単斜晶系の個体のいずれにも共通な方位であるということにより、第1図及び第2図の写真において逆格子点が凝六方に分布するという謎は解かれるわけである。ただ転移の際に生じた π 面や面の彎曲のために、集片双晶をなす個体の中には歪んだ方位をもつものも多く、これがゼンソフィライトの回折斑点が拡散する原因であろうと考えられる。したがつて実際の集片双晶における c^* 軸の分布は、もとの c^* 軸を中心としてある角範囲の倒立円錐型の中になるものと思われる。

秩父産のゼンソフィライトは a b 面内に含まれる結晶軸すなわち a 軸及び b 軸の方位にも個体相互に簡単な関係にあつたが、Crestmore 産のゼンソフィライトやセイバータイト・クリントタイトのいわゆる脆雲母族鉱物は、X線ディフракトメーターを用い

- 1) 坪井誠太郎：岩石学，1，(岩波全書)，191～192，1939。
- 2) Kay, H. F. and Bailey, P. C.：前出，1957。
- 3) 高野幸雄・高野琴代：前出，1957。

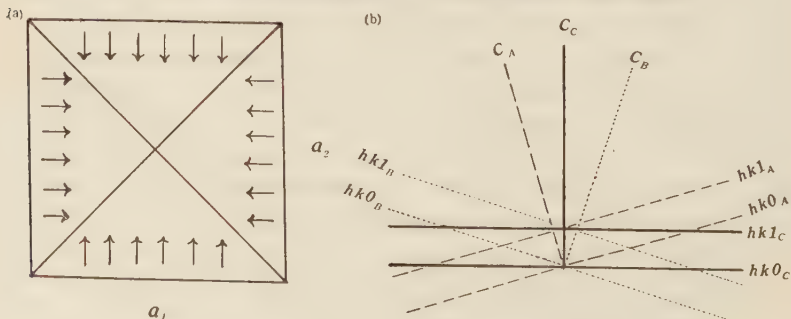
た X 線粉末回折像は秩父産のものに近似しているが、その劈開片のプリセション写真及びワイセンベルグ写真は非常に多数の回折斑点をもち 擬六方の対称をしめさない。これらの鉱物の外形は秩父産のもののように正六角板状の輪廓をしめさずに不規則形状を呈しているので、転移の際に薄層ごとに独立の方位をもち、鱗雲母のように簡単な関係にない分域の集合となつたものと考えられる。しかしこれらのものの c 軸基準のプリセション写真を撮影すると、 c^* 軸だけは秩父産のものと同じくほぼ共通の方位をもつことがわかる。

3. 燐灰ウラン石の集片双晶

Daybreak 産の燐灰ウラン石は矩形板状のものが多く、人形峠産のものはほとんど正方形に近い板状で産出する。この正方形板状の結晶の c 軸基準プリセション写真を第3図にしめた。燐灰ウラン石の空間群は $I4/mmm$ の体心格子であるので、 $h+k+l=2n$ 以外の逆格子点は出現しないはずである。したがって第3図 (a) の O 層線及び (c) の第2層線では $h+k=2n+1$ は消滅し、同図 (b) の第1層線では $h+k=2n$ は消滅することになる。ところが同図の写真では、周縁部においてこの消滅則に違背する逆格子点が登場し、この傾向はとくに高次の層線において顕著に認められる。このことは燐灰ウラン石が体心格子ではなくて単純格子であることを思わせる。

しかしこの正方形板状結晶を偏光顕微鏡下で観察すると、第4図 (a) にしめすように2つの面对角線によつて僅かず傾きの異なる分域に分れていることが認められる。またこの分域の1つの薄片の X 線写真を撮影すると四角板状のものよりずつと鮮明な斑点をもつた写真が得られる。これらのことからさきほどの四角板状のものは、第4図 (b) にしめすように僅かず傾きの異なつた結晶の輪転及び集片双晶から成り立っていると推測することが出来る。燐灰ウラン石では c_0 がいちじるしく大きく、したがって c_0^* がいちじるしく短いために、僅かず傾きの異なつた結晶体の集合であつても、周縁部では他の個体の第1層線の逆格子点が、基準の個体の O 層線の写真の上ののるものと考えられる。プリセションカメラはワイセンベルグカメラに比してスクリーンスリットの幅がかなり広いのもこの原因と考えられる。これが単純格子ではなく体心格子であることは、

第4図 (a) 正方形板状燐灰ウラン石の分域構造 (c 軸に垂直)
(b) 正方形板状燐灰ウラン石における集片双晶の方位



とくに低次の層線の中央部附近には空間群に違背する逆格子点は全くなく、また周縁部の違背した逆格子点の回折強度が、隣接層線の該当逆格子点の強度に比例することから諒解されよう。燐灰ウラン石の結合水は非常に脱水し易いが、この四角板状の結晶においても、周囲の乾燥のために板の周縁部においてだけ層間の結合水が去つたために、中心部に向けて僅か盛り上つた四角錐状の分域に分れたとも考えられる。これらのことを確認するために加熱装置のついた偏光顕微鏡¹⁾と加熱した試料についてのX線実験を行つている。またメタ燐灰ウラン石 I が単純格子とされているのも、今述べたこととも関係が深いので、併せて吟味を行つて行く予定である。しかしかなる形の転移であるにせよ、燐灰ウラン石においては、第4図(b)に示すように逆格子主軸 c^* 軸は倒立円錐内に分布することになる。

4. 水晶および digenite の分域構造

さて、ここで今までに報告された鉱物の転移における結晶軸の関係について考察して見よう。

水晶のドフィネ双晶については、かつて神津倅祐等により実験による転移の結果が報告されている²⁾³⁾。神津等が加熱実験を繰返えし検討した結果によればドフィネ双晶は 573°C 以下でのみ観察される。そしてドフィネ双晶が細小個体に密に発達すると、そのラウエ斑点は六方対称をしめし、理論上は三方対称をしめすはずであるにもかかわらず、外観上はこれを区別することは出来ない。しかし双晶上相対する個体の重量を不平均ならしめると、ラウエ斑点の濃度から容易に三方対称性を認めることが出来ると報じている。低温型分域集合体のラウエ斑点のもつ擬六方性は、さきに述べたザンソフィライトの場合と酷似しているが、水晶の場合は転移の際の二面や歪みなどの生成が遙かに少いので、これらの逆格子主軸 c^* 軸は倒立円錐型というよりも誤差の範囲内で、その母線の方向すなわちもの c 軸の方向を指向するものと思われる。紫水晶の転移については、すでに筆者等がザンソフィライトの転移に関係させて論じたが、ドフィネ双晶の場合よりはかなり広い範囲に亘る累帯構造の分域が発達しているので、倒立円錐内に各分域の c^* 軸が存在することになる。

最近 Donnay 等は digenite の構造解析を行つて、今まで考えられていた $a_0=5.54\text{\AA}$ の単位胞に代えて、稜長がその5倍すなわち $a_0=27.71\text{\AA}$ の超格子構造のものであらうと結論した⁴⁾。この構造解析は一応妥当のようにも思えるが、もし本当に正しい超格子構造のものであるならば、彼等のしめたプリセクション写真の解説図 (Am. Min., 43, 第5図) のしめすように菱形の逆格子の枠の中に、新称 (111) より (444) に至る16個の逆格子点のうち、少くともいくつかは出現しなければならない。ところが実際のプリセクション写真 (Am. Min., 43, 第2図) ではこれに相当する部分にはストリークの外は逆格子斑点は全く認められない。僅かに (444) と覚しき点の近辺に小さな斑点らしいもの

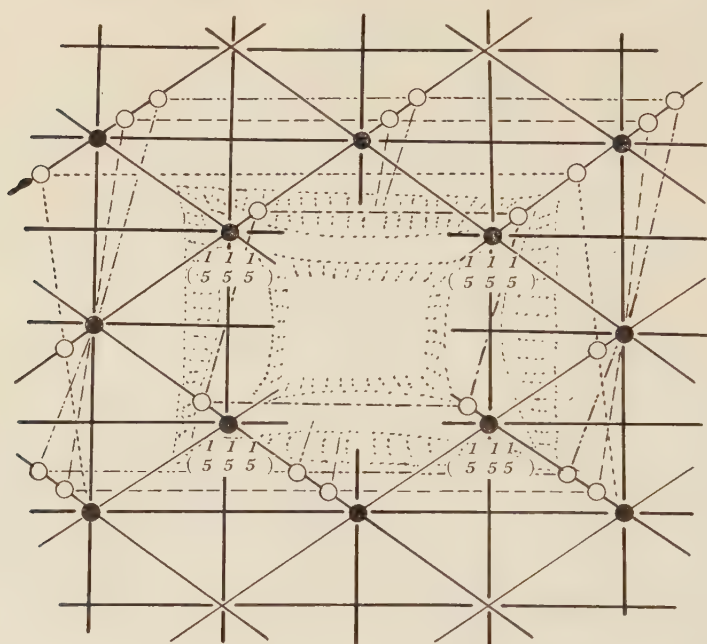
1) 柏木高明・西尾 滋・今井秀喜：鉱山地質，5，9~15，1955。

2) 神津倅祐・渡辺新六：岩鉱，17，167~175，1937。

3) 神津倅祐・高根勝利・待場 勇：岩鉱，18，103~137，1937。

4) Donnay, G., Donnay, J.D.H. and Kullerud, G.: Am. Min., 43, 230~242, 1958.

第5図 Digenite を分域構造からなると考えた場合の逆格子



が認められるに過ぎない。しかも菱形の逆格子の周縁においても $(332) \cdot (443)$ に相当する逆格子点などが規則的に消滅している。しからば今まで筆者等が他の鈹物について考えて来たように 5.54\AA の格子の数多の分域の双晶作用によると考えた場合はどうであろうか。これにはいろいろの場合が考えられるが、その一つの例は第5図にしめたように少しずつ傾きの異なる分域の集合体であるために、各稜長が5分割された超格子構造のような様相を呈していると考えることが出来る。ただこの際本当の超格子と異なるところは、もとの (111) より内側の逆格子点は1つ位しか認められず、また菱形枠の外側にもプリセション・スクリーンが傾斜した個体の逆格子点をも閉ざすブラインド・エリアが出来ることが予想されるが、これらのことも Donnay 等のプリセション写真とよい一致をしめし、彼等の解釈よりはるかに妥当のようにも思える。ただ逆格子点間が丁度5等分されていることに問題は残るが、複雑な双晶作用をなす数多くの試料から回転写真法によつて美しい層線をもつものだけが抽出されて本格的な実験に供されることが多いので、各層線とも極端に反射点が欠けている回転写真 (Am. Min., **43**, 第3図) がそもそも双晶の結果、たまたま見かけ上5倍の層線間隔になったと解釈することも出来る。前にしめた燐灰ウラン石の場合と同じくとくに双晶の場合のプリセション写真の解釈は困難なのでいずれとも決定することは出来ない。彼等はワイセンベルグ写真の結果については深く触れていない。しかし筆者等が第5図にしめたような双晶作用によつて構成されてい

るものとすれば、図の紙面に垂直な逆格子軸はやはり倒立円錐状に共有されることになり、digenite の結晶の生成から現在に至るまでの履歴を物語っているものと言えよう。また Donnay 等の解釈が正しい場合においても、こういう層の積み重なりは過期が非常に短かく規則的であるところの多型と考えることが出来るので、こういう積み重なり方について同じことが言えるであろう。ただしこの場合には、他の等軸晶系の多くのものに見られるように、前後における共通な逆格子主軸の方向を (111) と考えた方が妥当であるかも知れない。

転移における共通な逆格子主軸を (111) と考えた方が適当と思われる例は等軸晶系のものに多く見られる。足尾産の閃亜鉛鉱の中にはウルツ鉱の仮像をなして産出するものがあるが、これは六角柱状のウルツ鉱の c 軸を、等軸結晶の (111) 晶帯の方向とした扁平な個体の双晶が何度も繰り返されている¹⁾。柘榴石についても光学異常を呈するものが、低対称の低温安定型のものであるとするならば、これまでの光学性的研究からは (110) または (111) を転移前後における共通な軸方向と考えた方がよいようである。硫砒鉄鉱もその結晶構造は明確にされておらないが、菱形柱の底面が陥没しているものの多い²⁾ ことなどから、転移による分域の不規則集合体であるとも考えられるが、この場合も各分域の逆格子主軸の傾きは陥没底面の傾斜の範囲内と考えられるので、ここでも逆格子主軸は倒立円錐状に共有されているといえよう。

5. 双晶面・双晶軸という考え方

これまで双晶を形態的に記載する方法として双晶面・双晶軸という術語が広く使われて来た。いずれも簡単な指数でしめされるのが普通で、双晶の共通する面を双晶面、共通する軸あるいは稜の方向を双晶軸と呼んでいた³⁾。しかしこれらはあくまでも鉱物の記載の中心が形態にあつた時の呼称であつて、厳密にはそのような結晶数学的な関係にない例も数多く報告されるようになって来た現在、このような術語についても再検討を要するのではないかも知れる。ことに双晶軸という表現法は単斜晶系以下においては軸角が直角でないものを含むから逆格子軸とは必ずしも一致せず、したがつて結晶幾何学的な意義も薄弱となることが多い。すなわちこれまでの記載では一般には双晶面・双晶軸の2つの術語が併用されているが、とくに低対称の双晶様式の理解に困難なものに限つて双晶軸という術語による記載が少くなる所以である。結晶構造が中心の記載になつた現在、これらの表現にも逆格子の概念を導入すれば、転移前後における高対称のものと同対称のものにも共通な軸を考えることが出来るとともに、単斜晶系以下のこれまで双晶面か双晶軸かの一方でしか表現出来なかつた双晶の記載にも、双晶面とともに双晶軸 (101)* というような明確な表現を用いられることが期待される。形態的な双晶面・双晶軸と逆格子の関係、さらには多型・多形との関係について一般的に論ずるためには、さらに多くの紙数を要するので稿を改めて論じたいと思う。

6. 論 議

- 1) 伊藤貞市：日本鉱物資料，統 1，24~26，1935.
- 2) 渡辺新六：岩鉱，19，318~327，1938.
- 3) 原田準平：鉱物概論，(岩波全書)，41~57，160~194，1958.

最近 Hellner は硫化鉍物の結晶構造による詳細な分類を確立した¹⁾。これは方鉛鉍型を基準として数多くの複雑な構造型までも導き出せることをしめしているが、とくにS原子の六方及び等軸などの最稠密充填型に注目して分類が行われている。かつて筆者等は黄鉄鉍についてS原子の配列が成区的及び形態的に重要な役割を演じたであろうことを指摘した²⁾が、このHellnerの綜説はこのような考え方を硫化鉍物全般に普遍化したものとも言えよう。同時に硫化鉍物一般について最稠密充填からいくばくかのずれという考え方は、繰り返ししの週期の単位のとりに方に相違があるとはいえ、これまで述べて来たことと表裏の関係にあるとも言えよう。すなわちこれら硫化鉍物が最初に晶出した時には、高温高压状態における原子の熱振動により許容範囲が大きいために、六方または等軸晶のような単純な構造及び形態として成立したものが、環境の変化に伴って低温低压状態になるとこのような許容が許されなくなり、僅かずつの成分比の違いでもそれに応じて基本の構造から僅かずつ変形した構造となつたものと思われる。ただこれらはいずれも不透明鉍物であるので、鏡下などで簡単に単体であるか分域構造をもつたものであるかを明確にすることが出来ない。したがって筆者等がdigeniteについて考察したように、これらの繰り返ししの週期がずつと大きなもの、すなわち双晶や離熔の行われているものもまだあるかも知れない。これにつけてもマイクロ・ビームX線の普遍化が待たれるわけである。

こういう意味からは透明鉍物では古くよりかなり明瞭にされたものが多い。伊藤貞市等は月長石の b 軸回転写真では、葉片構造をなす3つの個体の a^*c^* 面が完全に重なっていることから、 b 軸のみが数個の個体に共通なものであることを指摘した³⁾のを始め、輝石類など多くの珪酸塩鉍物にも同様の現象が認められる。もちろんここでも斜方輝石などについて論議されて来た⁴⁾ように多型の問題と交錯するものも多いが、巨視的な繰り返ししのものにあつては、 b 軸は単斜結晶の対称面に垂直であるので b^* 軸と一致することになる。

また生成後に離熔の行われたと思われる鉍物の中にも、それらの異なつた種類の構成鉍物がたがいに主要な逆格子軸を共通にするものが多いと思われる。とくに繰り返ししの週期がドフィネ双晶のように細かい場合には、これら主要な軸が共通であるために、一つの個体相と誤認される可能性も強いと思われるので、綿密な検討が望まれる。

本稿を終えるにあたり、たえず種々有益な御教示を賜り筆者等に本問題を探究する契機を与えて下された、東大理学部地質学教室渡辺武男教授及び都城秋穂助教授等に対し深い敬意を表する。さらに筆者等に加熱顕微鏡を使用させて下された東大工学部鉍山学教室今井秀喜助教授に対し、また隣炭ウラン石についていろいろと論議を賜り実験試料を提供して下された、岡山大学逸見吉之助助教授及び地質調査所河田町分室佐藤良昭技官に厚い謝意を表する。本研究は東大教養学部地学教室片山信夫教授及び岩生周一教授以下諸先輩・同僚のあたゝかい御援助により遂行されているものであり、これらの方々に対し深く感謝する次第である。

1) Hellner, E. : Jour. Geol. 66, 503~525, 1958.

2) 高野幸雄・高野琴代 : 岩鉍, 40, 57~64, 1956.

3) 伊藤貞市・沢田弘真 : X線, 4, 165~173, 1942.

4) 伊藤貞市 : 地質, 41, 604~627, 1934.

酸素製鋼時の平炉廃煙中のマグヘマイト*

On the maghemite in the effluent fume from the open-hearth furnace

伊 藤 建 三 (Kenzo Ito)**

Abstract : The red iron oxide fume given off by the open-hearth furnace in which pure oxygen was injected into the molten iron to speed up the steel-making reactions was studied mineralogically.

This fume is mainly composed of maghemite, which has $a=8.362 \text{ \AA}$ and transforms to hematite at certain temperature between 200°C and 500°C .

1. は し が き

酸素製鋼時に平炉から多量に発生する赤褐色の廃煙については、これまでも除塵の目的で種々調査されているが、その組成については、単に化学分析値や色彩から酸化第2鉄を主体とするものと言われているにすぎず、鉱物学的な検討は加えられていない。

そこで、酸素吹込時に煙道より採取した試料について、X線粉末回折、示差熱分析等を行つた結果、非常に微細なマグヘマイトをその主成分としていることがわかつたので、同鉱物の人工的な産出の一例としてその概要を報告する。

2. 肉眼的性質と化学分析値

実験に用いた試料は、酸素吹込時に煙突直下の煙道に細い鋼管をそう入して廃煙を吸引し、耐熱ガラス製のダスト捕集器を通じて採取したもので、その場所での廃気温度は $450 \sim 500^\circ\text{C}$ 程度であつた。

試料は指頭で粒度感を全く感じない程度の微粉で、赤鉄鉱の条痕色に酷似した赤褐色を呈し、磁石に強く吸引される。

化学分析結果を第1表に示す。試料は少量であつたので完全分析を実施し得ないが、 Fe_2O_3 を主体とし、 FeO は極めて微量である。したがつて強磁性であるが磁鉄鉱ではなく、また化学組成は Fe_2O_3 であるが、磁性の点から赤鉄鉱にも属さない。すなわち化学組成は Fe_2O_3 であつて、結晶構造がフェライト型で強磁性を示す $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (maghemite) であることが考えられる。

第1表 化学分析値

Fe_2O_3	85.56 wt%
FeO	0.53
MnO	0.88
ZnO	1.76

3. X線粉末回折線

* 1957年6月1日、東京大学における日本鉱物学会年会で講演

** 富士製鉄 K. K. 釜石製鉄所研究所

鉄対陰極を用い X線ディフラクトメーターによつて測定した本試料の X線粉末回折線を、比較のため同様に測定した釜石鉄山産塊状磁鉄鉄と和賀仙人鉄山産赤鉄鉄の結果とともに第2表と第1図に示す。なお、この磁鉄鉄と赤鉄鉄の値は、これまでに知られているものの値¹⁾によく一致した。

これらを比較して、本試料の回折線には 3.68Å, 2.69Å, 1.69Å 等の赤鉄鉄に特徴的な強い回折線がみられず、かえつて 2.96Å, 2.52Å, 2.09Å 等磁鉄鉄の回折線に対応するものがみられ、またこれらの回折線はすべて磁鉄鉄のものに比して回折角の大きい方に

第2表 X線粉末回折線

1		2		3			4		
I	dÅ	I	dÅ	hkl	I	dÅ	hkl	I	dÅ
7	4.83			111	12	4.85			
×	14	37	3.68				102	36	3.68
×	7	35	3.22						
40	3.13	14	3.13						
	2.96	42	2.96	220	34	2.97			
×	14	18	2.87						
×	48	16	2.77						
	2.72	100	2.71				104	100	2.69
×	10	95	2.69						
100	2.56			311	100	2.53			
	2.52	84	2.51				110	69	2.51
×	18	27	2.44						
5	2.41			222	7	2.42			
×	11	15	2.23						
	2.24	35	2.20				113	20	2.20
×	10								
21	2.17	10	2.09	400	24	2.10			
×	5	15	1.98						
×	7						204	25	1.83
	1.93	33	1.84						
×	8	15	1.72						
11	1.73	9	1.71	422	8	1.71			
	1.71	40	1.69				116	38	1.69
×	7								
	1.67						121	6	1.63
21	1.61			(511)					
				(333)					
×	9	18	1.60		21	1.62	108	13	1.59
×	14	15	1.53						
×	30	33	1.52						
	1.48	35	1.49	440	29	1.49	214	19	1.48
×	13	15	1.47						
	1.47	22	1.45				300	18	1.45

1 : 酸素吹込時の平炉ダスト

2 : 1 を 600°C, 2 時間加熱したもの

3 : 釜石鉄山産塊状磁鉄鉄

4 : 和賀仙人鉄山産赤鉄鉄

× : 不純物

1) A. S. T. M., X-Ray Powder Diffraction Indices, 1-1111 及び 6-0502.

ずれていることがみとめられる。

したがって、本試料は磁鉄鉱と同型で、しかも格子定数のより小さい鉱物である。この点からもこの試料がマグヘマイトであることが支持される。もしマグヘマイトであるならば 600°C 前後に加熱されると赤鉄鉱に転移するので、加熱によつて磁鉄鉱に相当する回折線は消失して、新に赤鉄鉱に該当する回折線が出現する筈である。なお第2表で×印を附したものは不純物によるものと考えられる。

そこで、このことを確認し、あわせて後記する

示差熱分析曲線を理解するために、試料を電気炉中で 600°C に約2時間加熱し、それにもなう回折線の変化をしらべた。

その結果は、前記した加熱前の試料とともに、第2表と第1図に示してあるが、磁鉄鉱に対応する回折線は消滅するか、又は強度を減じ、それにかわつて赤鉄鉱の強い回折線があらわれている。また、 2.72\AA をはじめとし磁鉄鉱に対応しない回折線はほとんど変化をみせていない。

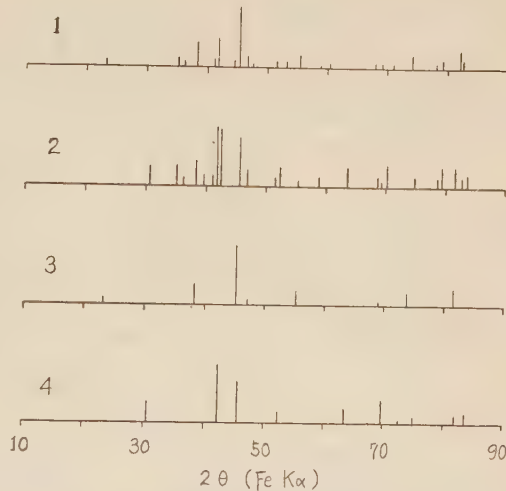
このことは、前記の推定をうらづけるものであり、また化学分析値とてらして、この磁鉄鉱型鉱物はマグヘマイトであることが結論づけられる。

なお、 2.72\AA をはじめ 3.22\AA , 2.45\AA 等の回折線によつて代表される物質については、今回の調査では同定出来なかつた。また、これらの回折線中には、これまでに与えられている $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ の値¹⁾ と一致するものも見られるが、それらについては $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{—Fe}_3\text{O}_4$ 系鉱物の熱的挙動とともにさらに検討を要する点もあるので、こゝではふれないことにした。

次に、このマグヘマイトの格子定数をより正確に求めるため、強度の大きい数本の回折線について、磁鉄鉱のそれと比較して、石英によつて補正しながら測定をくりかえした。その結果、各回折線からの値の平均値として $8.362\text{\AA} \pm 0.003\text{\AA}$ が得られた。

この値は、磁鉄鉱の格子定数 8.39\AA より小さいが、これまでに $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ の格子定

第1図 X線粉末廻折図



1. 酸素吹込時の平炉ダスト
2. 1を 600°C , 2時間加熱したもの
3. 釜石鉱山産塊状磁鉄鉱
4. 和賀仙人鉱山産赤鉄鉱

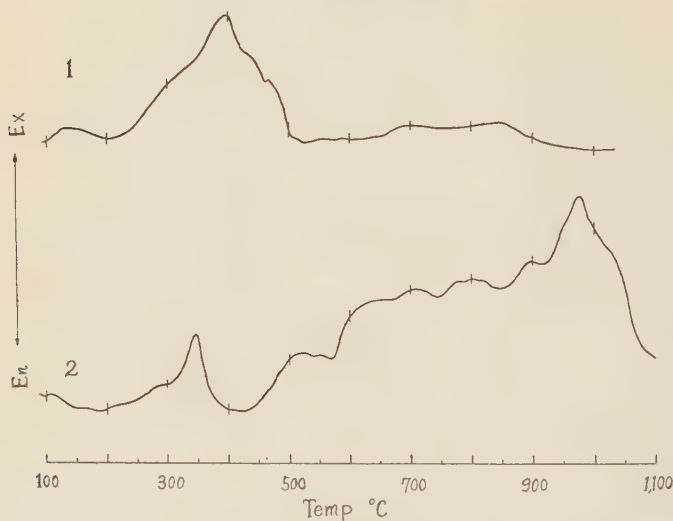
1) A. S. T. M., X-Ray Powder Diffraction Indices, 4-0755.

数としてあたえられている $8.31\text{\AA} \sim 8.41\text{\AA}^{1-4)}$ に比してかなり大きい。その原因については今後の検討が必要である。

4. 示差熱分析曲線

示差熱分析の結果を、比較のため行つた釜石鉱山産塊状磁鉄鉱の結果とともに第2図に示す。温度上昇率は毎分 10°C である。

第2図 示差熱分析曲線



1. 酸素吹込時の平炉ダスト
2. 釜石鉱山産塊状磁鉄鉱

Schmidt と Vermaas⁵⁾, Gheith⁶⁾ および筆者等⁷⁾ によつて報告されている様に、磁鉄鉱が $300 \sim 400^\circ\text{C}$ 附近にみられる鋭い発熱ピークと 580°C 附近よりはじまる高原状の発熱ピークの2つのいちじるしい発熱ピークを示すのに対して、本試料は $200 \sim 500^\circ\text{C}$ にわたる単一の発熱ピークを示すのみで、はつきりした差異がみとめられる。

この発熱ピークは、前記した同折線の加熱変化からもわかる様に、マグヘマイトの赤鉄

- 1) Newhouse, W. H. and Glass, J. P. : *Econ. Geol.*, **31**, 699, 1936.
- 2) Rooksby, H. P. : *X-ray Identification and Crystal Structures of Clag Minerals*. Edited by G. W. Brindley, 244, 1951.
- 3) Hägg, G. : *Zeit. Phys. Chem.*, **29B**, 95, 1935.
- 4) 渋谷五郎 : 鉱物, **3**, 640, 1958.
- 5) Schmidt, E. R. and Vermaas, F. H. S. : *Am. Min.*, **40**, 422, 1955.
- 6) Gheith, M. A. : *Am. Jour. Sci.*, **250**, 677, 1952.
- 7) 伊藤建三・渋谷五郎 : 日本鉱物学会 1955 年度年会講演

鉄への転移によるものと考えられる。

Gheith¹⁾ は、人工 $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ はその赤鉄鉱への転移にもとづく 560°C 附近の鋭い発熱ピークのみを示し、かつその温度は赤鉄鉱の共存によつて影響されるとしており、竹内および南部⁹⁾ は高倉鉄山産の試料について 290° 附近に単一の発熱ピークを認めている。

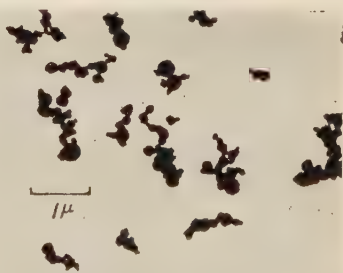
また一方、渋谷³⁾ は $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Fe}_3\text{O}_4$ 間の種々の格子欠損度を示す天然のマグヘマイトについて、磁鉄鉱と同様に 330°C 附近の鋭い発熱ピークと 580°C 以後の高原状発熱ピークの2段の発熱ピークをみとめ、さらにこれらの様子はその欠損度によつて種々変化するとのべている。

本試料は前記したように 290°C 附近に単一の発熱ピークのみを示し、この点で Gheith、竹内・南部の結果と一致するが温度は異なる。しかしピーク温度は結果度、欠損度、装置、粒度、量、上昇温度等によつて異なるので、かかる理由によると思われる。渋谷の示した複雑な発熱ピークはマグヘマイトの欠損度が低くかつ磁鉄鉱の混入等の理由によるものであろう。欠損度が非常に高く、化学組成が Fe_2O_3 に近いマグヘマイトは単一の発熱ピークを示すのが当然と考えられる。

5. 電子顕微鏡像

前記したように、本試料はきわめて微細で光学顕微鏡による観察が不可能であつたので、電子顕微鏡によつてその形態を観察した結果、第3図に示すように、多くは 0.1μ 程度の球状の粒子又はそのブドウ状の集合体からなることがわかつた。

第3図 電子顕微鏡写真



6. 結 論

酸素製鋼時に平炉より発生する赤褐色の廃煙について鉱物学的に検討した

結果、多量のマグヘマイトが含まれることがわかつた。

このマグヘマイトは、きわめて微細 (0.1μ 程度) で、 $200\sim 500^\circ\text{C}$ の間で赤鉄鉱に転移し、またその格子恒数は 8.362\AA であつた。

なお、生成条件や熱的挙動については、不明の点が多く今後の検討にまつところが大きい。

本研究にあたり、種々御指導、御教示をたまわつた東北大学竹内常彦教授、南部松夫助教授に深く感謝の意をあらわす。

1) Gheith, M. A. : 前出, 1952.

2) 竹内常彦・南部松夫 : 鉱物, 3, 486, 1958.

3) 渋谷五郎 : 前出, 1958.

北海道浜中地域の鉱床と火成活動について*

On the igneous activities and the ore deposit at
Hamanaka area, Hokkaido

藤原哲夫 (Tetsuo Fujiwara)**

Abstract : The copper deposit of the Hamanaka area is located in the southern part of East Hokkaido. This ore deposit was discovered in the outer zone of Kuril arc, and is considered to be originated by the igneous activities of alkaline basic rocks. It must be a remarkable thing. The geological complex developed in the neighbourhood of this ore deposit are the Hamanaka formation with alkaline rocks of upper Cretaceous and some deposits of Quaternary age. The ore deposit is generally observed as massive or stratified bodies in the alternation member of black mudstone and tuffaceous sandstone, and these ore bodies consist of yellowish massive ore and dark gray Kurokō-like ore. The important minerals are pyrite and chalcopyrite, with minor quantities of sphalerite, galena, marcasite, quartz, and rarely calcite and barite.

After all, this ore deposit is considered to be a cupriferous iron sulfide deposit from its geological situation, occurrence of ore bodies, and its distinctive character of ore. And it is an ore deposit that have been replaced by hydrothermal solutions.

1. ま え が き

浜中の鉱床*** は、北海道東南部地域にある唯一の銅鉱床であつて、従来は、黒鉱式鉱床と考えられていた¹⁾²⁾³⁾。しかし、その地質と地質構造、ならびに鉱床の形態、鉱石の性質などからみると、黒鉱式鉱床というよりも、むしろ、アルカリ質橄欖石粗面粗粒玄武岩の火成活動に関連をもつ、特殊な交代型の含銅硫化鉄鉱床として、取扱われねばならぬものと推察される。ここに、現在までに得た資料および調査の結果を取まとめて報告する。

浜中の鉱床は、厚岸郡浜中村にあつて、根室本線浜中駅の南東約 1.3km に位置している。鉱床は昭和 12 年 4 月に現地の人によつて発見され、その後、日本鉱業株式会社をはじめ 2, 3 の人によつて探鉱が行われ、相当の鉱量を採掘したようである。昭和 20 年 7 月以降は休山となり、現在は、坑道は水没崩壊し、露頭もみられない。

* 日本地質学会第 65 年年会 (1958 年 9 月 30 日、北海道大学) にて講演。

** 北海道立地下資源調査所

*** 旧国光鉱山。

1) 木下亀城：九州鉱床学会誌，10，423~439，1939。

2) 木下亀成：本邦の黒鉱々床，日本學術振興会，200，1944。

3) 河田英ほか：国光鉱山電気探鉱予察報告，北海道立地下資源調査所，1951。

域の火成岩と関連をもつ凝灰岩であることをしめしている。この浜中層の走向は、ほぼ E～W のものが多く、傾斜は、 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ で単斜構造をなしている。後静海岸では、この中に層間褶曲がよく発達している。奔幌戸では、この地層の細粒礫岩～粗粒砂岩中から、保存のよいアンモナイトのほか、二枚貝（イノセラムス、その他）、小型の巻貝、腕足類、有孔虫などの化石を産する¹⁾。

第2図 浜中鉱床附近地質図



- 1 : 浜中層 (黒色泥岩・砂岩互層, 角礫凝灰岩, 凝灰岩, 細粒礫岩を夾在)
 2 : 段丘堆積物 3 : 沖積層 4 : 石英モンゾニ岩 5 : 含銅硫化鉄鉱床
 6 : 地層の走向・傾斜

石英モンゾニ岩 : 浜中鉱床の北方には、アルカリ質橄欖石粗面粗粒玄武岩から分化した石英モンゾニ岩が、浜中層中に層状侵入岩体としてみられる。外觀は、閃緑岩に類似し、緑黒色の輝石と桃色の長石がよく目立つ岩石である。

顕微鏡下では、ひじょうに完晶質で、粗粒な構造を呈し、おもに、アルカリ長石 (カリ長石・アノソクレス)、斜長石、普通輝石、橄欖石、黒雲母などからなり、そのほか、少量の石英、燐灰石、磁鉄鉱、方沸石、ソーグ沸石、菱沸石などがみられる。アルカリ長石は、もつとも多くみられ、 $1\sim 3\text{mm}$ の他形結晶をなしている。それは、カリ長石とア

1) 吉田三郎 : 地質, **64**, 206, 1958.

ノーソクレースで、前者は、 $2V_x=62^\circ, 76^\circ$ で、後者は、 $2V_x=50^\circ$ である。斜長石は、 $1\sim 3\text{mm}$ の半自形結晶が多く、 An_{45} , $2V_z=82^\circ$ である。普通輝石は、 $1\sim 3\text{mm}$ の半自形～他形結晶で、淡緑色を呈している。その一部は、黒雲母化しているが、また、残液系によつて、周辺からソーダ輝石、エジリン輝石化しているものもある。橄欖石は、 $0.5\sim 1\text{mm}$ の半自形～他形結晶で、大部分緑泥石化している。黒雲母は、 $0.5\sim 0.8\text{mm}$ の半自形結晶が多く、 $X=$ 淡黄色、 $Y\cdot Z=$ 暗褐色のいちじるしい多色性をしめしている。

以上の鉱物の晶出関係は、早期に晶出した橄欖石は、比較的、自形性を保つが、その後の残液の反応によつて、緑泥石化しているものが多い。それに遅れて晶出する斜長石や普通輝石は、半自形性をとるものが多い。この普通輝石は、さらに黒雲母化し、その附近には、Fe 分を分離している。また、残液系により、その周辺からソーダ輝石、エジリン輝石化しているものもある。ソーダ輝石化や、エジリン輝石化している附近に、方沸石、ソーダ沸石、菱沸石などが多くみられるのは、すでに鈴木醇¹⁾が指摘しているように、これら沸石のアルカリ交代作用によるものと考えられる。アルカリ長石は、晩期の晶出鉱物であるが、より後期の沸石類によつて交代され、また、その間を沸石類や、石英によつて充填されている。

斑状玄武岩：浜中鉱床のある石切場には、浜中層の黒色泥岩中に、ほぼ E～W の層理面にそつて、厚さ 5cm ていどの薄い斑状玄武岩の岩床がみられる。外観は、暗灰色を呈する緻密、堅硬な岩石で、斜長石、輝石の斑晶がみられる。顕微鏡下では、斑状構造をなし、斑晶として、おもに、斜長石、普通輝石からなるが、ときに、紫蘇輝石のみられることもある。斜長石は、 $0.8\sim 2\text{mm}$ 、輝石類は、 $0.6\sim 0.8\text{mm}$ で、いづれも、自形～半自形結晶である。石英は、長柱状の斜長石、長柱状の単斜輝石、針状の黒雲母晶子、磁鉄鉱などの間をガラス、アルカリ長石などが埋めている。この岩石の特徴は、 $0.02\sim 0.04\text{mm}$ ていどの細粒石英の集合体が、橄欖石の分解したあとの空隙を埋めて晶出していることである。この石英は、鉱床の生成と関係をもつものらしく、その附近には、黄鉄鉱がよくみられる。

段丘堆積物：この地域に、標高 60～70m ていどの平坦な面を形成して、浜中層や、それにとりなう火成岩類をおおつて、広く分布しているものである。おもに、砂、礫、火山灰からなる。厚さは、2m 以下である。

沖積層：幌戸川流域や海岸ぞいに分布し、幌戸川流域では、湿地帯を形成している。

3. 火成活動と鉱化作用

北海道東南部のアルカリ質塩基性岩類の火成活動は、遠く色丹列島から根室半島を経て、浜中地域にまでおよんでいるが、これにとりなつた鉱床というものは、ほとんどみられない²⁾。根室半島では、ユルリ島の一部に、黄鉄鉱の鉱染がわずかにみられていてある。しかし、その分布範囲の西縁に当る浜中地域では、その後火成作用として生じた熱

1) Suzuki, J. : Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. Ser.4, 4, 183～191, 1938.

2) W. Q. Kennedy は、橄欖石玄武岩型マグマが深い地殻の割目を通つて、上昇したアルカリ岩には、ほとんど鉱床が随伴しないというが、この北海道東南部でも、その傾向がみられる。

Kennedy, W. Q. : Schweiz. Min. Petr. Mitt., 38, 1～8, 1948.

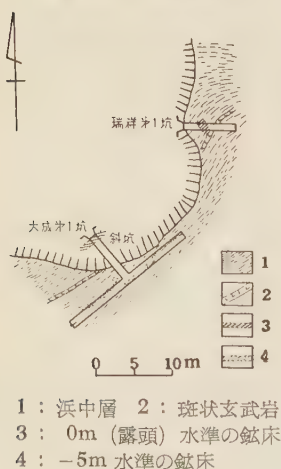
水性溶液から、交代型の含銅硫化鉄鈳床が生成されていることは、注目しなければならない。どうして、浜中地域にだけ鈳床が生成されたのか明らかでないが、鈳床の生成と関連をもつ、アルカリ質塩基性岩類について、鈳床をまったくもなわない根室半島地域のものと比較してみると、岩石学的に差異がしめされている。すなわち、根室半島のアルカリ岩は、沸石類がひじょうに多く、ほとんど石英のみられない SiO_2 に不飽和な岩石であるのに対して、浜中地域のアルカリ岩は、沸石類が少なくなり、石英が最後に遊離してきている。こういう点から考えると、北海道東南部のアルカリ岩地域の鈳床生成には、 SiO_2 の生成ということが重要な意義をもつものらしい。このような遊離珪酸の生成については、火成岩成因論、地球化学、構造地質学の上から、さらに、今後検討を要する問題である。

鈳床の生成と関連をもつアルカリ質塩基性岩類の火成活動の時期は、根室半島の調査結果から推察すると、上部白堊紀末であることは、明らかな事実である¹⁾²⁾³⁾。したがって、その後火成作用による鈳化作用は、浜中層の層理面にそう破碎帯や、浜中層中に薄い岩床として迸入している斑状玄武岩の下盤側に行われ、層状～塊状の交代型含銅硫化鉄鈳床を生成している。

4. 鈳 床

かつて鈳体がみられたという大成第1坑、瑞祥第1坑ともに崩壊し、露頭もなくなつて

第3図 浜中鈳床図



いるので、現在は、鈳床の状態を直接観察することはできない。しかし、従来の資料⁴⁾によると、発見当時の露頭は、幌戸川上流左股支流南岸(標高約50m)にあり、数mにわたり露出していたという。昭和12年末に、露頭から斜坑で掘進した大成第1坑では、その鈳体は、厚さ平均1m前後で、延長約26m、傾斜にそい約10m以上にわたり層状にあつたという。また、この鈳体の上下には粘土をとめない、この中にも、径1~100cmの球状あるいはレンズ状の鈳塊が多く含有されていたという。層状鈳体の走向・傾斜は、N40°E, 20°~40°SEである。これを採掘し、小坂、国富の両鈳山に約250tを売鈳している。その売鈳品位は、Cu 4%, Ag 40~50g/t, Au 2~3g/tであつたという。また、大成第1坑の北東方約20mにある瑞祥第1坑では、黒色泥岩中に薄い岩床をなす斑状玄武岩の下盤側に塊状にあつたと

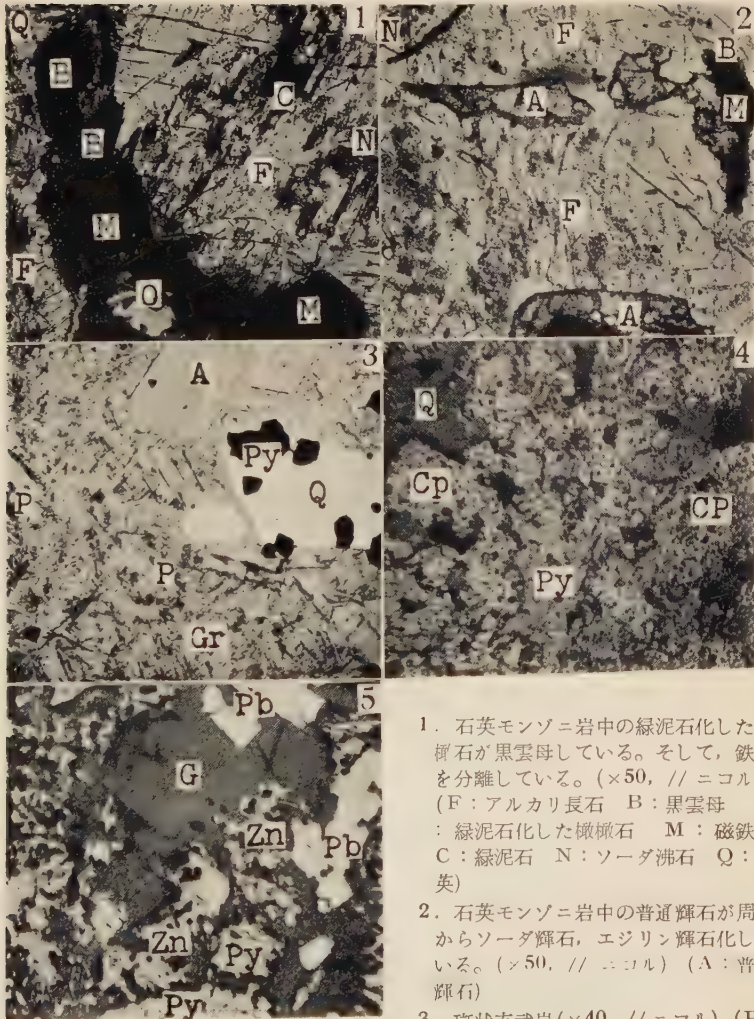
1) 三谷勝利・藤原哲夫・長谷川潔：5万分の1根室南部図幅、北海道立地下資源調査所，1958。

2) 藤原哲夫・三谷勝利：5万分の1納沙布図幅、北海道立地下資源調査所，1959。

3) 長谷川潔・三谷勝利：5万分の1根室北部図幅、北海道立地下資源調査所，1959。

4) 北海道立地下資源調査所河田英技術課長および現地の波岡智穂氏の資料。

第4図 顕微鏡写真



1. 石英モンゾニ岩中の緑泥石化した橄欖石が黒雲母している。そして、鉄分を分離している。(×50, // ニコル) (F: アルカリ長石 B: 黒雲母 O: 緑泥石化した橄欖石 M: 磁鉄鉱 C: 緑泥石 N: ソーダ沸石 Q: 石英)
2. 石英モンゾニ岩中の普通輝石が周辺からソーダ輝石, エジリン輝石化している。(×50, // ニコル) (A: 普通輝石)
3. 斑状玄武岩(×40, // ニコル) (P: 斜長石 Py: 黄鉄鉱 Gr: 石基(斜長石, 単斜輝石, 黒雲母晶子, 磁鉄鉱, ガラス, アルカリ長石)

4. 黄色緻密塊状鉄石—黄鉄鉱が黄銅鉄によって、不規則に交代され、黄鉄鉱の一部は粒状化している交代組織。(×56) ((Cp: 黄銅鉄)
5. 暗灰色緻密の黒鉄類似の鉄石—閃亜鉛鉄, 方鉄, 黄鉄鉱の密雑した交代組織。(×56) (Zn: 閃亜鉛鉄 Pb: 方鉛鉄 G: 脈石)

いう。このような鉱体は、膨縮に富み、また、断層によつて寸断され、採鉱に困難をきわめたようである。断層は、N30°E から E~W のものが多い。鉱床附近の母岩は、いちじるしい変質帯をつくらず、わずかに、弱い珪化作用と緑泥石化作用がみられるていどである。鉱体の接触部は粘土化がいちじるしい。

5. 鉱石鉱物および脈石鉱物

鉱石鉱物は、おもに、黄鉄鉱、黄銅鉱からなり、それに少量の白鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱がともなわれている。脈石鉱物は、石英および方解石、重晶石などである。

鉱石は、黄色緻密で、おもに、黄鉄鉱、黄銅鉱からなる塊状鉱（第4図4）と、暗灰色緻密で、黄鉄鉱のほかに、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、黄銅鉱などをとめない、これらの鉱物が密雑している黒鉱類似の鉱石（第4図5）とがある。とくに、後者には、石英、方解石、重晶石などの脈石鉱物をともなっている。前者の鉱石は、黄鉄鉱が黄銅鉱により不規則に交代され、黄鉄鉱の一部は粒状化している。後者の鉱石は、黄鉄鉱が閃亜鉛鉱、方鉛鉱などによつて交代され、また、閃亜鉛鉱中には、0.01mm ていどの点滴状黄銅鉱がよく含有されている。このほか、この鉱石には、針状の白鉄鉱がよく生成されている。要するに、いづれも、反射顕微鏡下では、交代組織がいちじるしいが、その共生関係からみると低温性のものである。鉱化の順序を鉱石の性質から推察すると、はじめ黄鉄鉱化作用と珪化作用が行われ、その後、多量の黄鉄鉱、黄銅鉱が晶出し、最後には、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、石英、方解石、重晶石などが晶出している。従つて、最後の閃亜鉛鉱、方鉛鉱などの鉱化作用がいちじるしく行われた部分が、黒鉱類似の鉱石となつたようである。

6. あ と が き

この鉱床は、前に述べたように、その鉱床の形態、鉱石の性質において、黒鉱式鉱床に類似した点もあるが、地質学的には、千島弧外帯の上部白堊紀層中に胚胎され、しかも、アルカリ岩の火成活動に関連をもつものなので、特殊な交代型の含銅硫化鉄鉱床として取扱われるべきものと考えられる。したがつて、その成因は、ひじょうに興味がもたれる。しかし、現在、坑道が崩壊し、鉱床を直接観察できないことは、残念なことである。さらに、重要なことは、鉱床の生成位置がアルカリ岩の分布範囲の西縁にあり、アルカリ岩の性質においても、根室半島地域の岩石が、アルカリが飽和し、珪酸に不足しているのに対して、この地域の岩石は、最後に石英が遊離していることである。このような石英の遊離が鉱床の生成と、どのような関係をもつものであるかは、今後、さらに、検討を要する問題である。

終りに、ご指導を賜つた北海道大学理学部地質鉱物学教室の鈴木醇教授、舟橋三男助教授、北海道立地下資源調査所の斎藤仁所長、斎藤昌之地質鉱床課長、また、貴重な資料の提供をうけた、同じく、河田英技術課長、三谷勝利技師、長谷川潔技師、現地の波岡智穂氏の方々に心からの感謝の意を表する。

日高国幌満川上流の斑岩質閃緑岩中の珪長質変成岩
並びにこれに伴う細粒包有岩 (追補)

一副成分鉱物としての磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱の性状—

Study of felsic metamorphic rocks and its associated inclusions
which lie in gabbro-diorite at the up-stream of Horoman river,
Hidaka province, Hokkaido (Appendix)

— Especially on the behaviors of magnetite, pyrrhotite
as the accessory minerals of the rocks —

浅 井 宏 (Hiroshi Asai)*

Aabstract: The said rocks include scaly magnetite, hematite, pyrrhotite, chalcopyrite, and limonite as the accessory minerals. It is observed that these opaque minerals are deposited from the early to later stage, replacing the biotites. In the basic inclusions of felsic metamorphic rocks or in micro or medium gabbrodiorite, the volume per cent of scaly magnetite and pyrrhotite is higher than in felsic metamorphic rocks.

Chalcopyrite always occurs, but a little in volume. Hematite also occurs a little, in felsic metamorphic rocks. Limonite is also formed in some rocks as pseudomorph after pyrrhotite.

At the stage of the scaly magnetite, the clouding and cleaning of plagioclase and crystallization of hornblende, occur instead of forming biotite, accompanying basification of plagioclase, and at the simultaneous or a little later, sulphides are fixed as pyrrhotite or chalcopyrite.

The geologic conditions for forming these rocks are discussed in the present paper.

1. ま え が き

日高国幌満川上流には、広い範囲にわたつて細粒, 中粒, 粗粒な塊状の比較的塩基性の岩石が分布している¹⁾。これらの塩基性岩中にしばしば小規模な範囲の細粒, 中粒, 粗粒の珪長質変成岩の複合岩体がはさまっている。これらの変成岩類の性状及びこれに伴う細粒包有岩並びに変成岩類の周囲にある塩基性岩類との関連性について先に述べた。本

* 北海道学芸大学地学教室

1) 舟橋三男・猪木幸男：幌泉図中説明書, 地調, 1956; 舟橋三男・橋本誠二・浅井宏・猪木幸男・外崎与之・木崎甲子郎・広田正一・春日井昭：地質, 62, 401~408; 62, 464~471; 62, 541~549, 1956; 舟橋三男・橋本誠二・沢俊明・斎藤義人・斎藤正雄：北海道地下資源資料, 31, 15~40, 1957; Funahashi, M.: Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, 9, 415~469, 1957.

稿は更にこれらの各種の岩石中に普通に副成分として観察される磁鉄鉱、赤鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、褐鉄鉱等について、その性状を述べ、二、三の考察をあけて追補とする。けれど、こゝに述べる諸岩石中にある上記の不透明鉱物の消長、特に磁鉄鉱、磁硫鉄鉱の消長は岩石の形成期の条件を或程度規定しているものの如く観察されるからである。

記述をするにあたっていろいろ御討論していただいた北海道大学舟橋三男、橋本誠二両先生、北海道地下資源調査所斎藤昌之氏をはじめ多数の日高変成帯研究グループの方々、終始変らぬ御指導と御鞭撻をいただいている北海道大学鈴木醇、石川俊夫両先生に厚く謝意を申述べる次第である。

研究に使用した経費の一部は文部省自然科学研究費交付金、開発庁、北海道地下資源調査所、北海道庁科学研究費交付金に負う所が多くここに明記して謝意を申上げる。

2. 諸岩石の産状

造岩鉱物成分の副成分としてこゝに記述す磁鉄鉱、赤鉄鉱、磁硫鉄鉱、黄銅鉱、褐鉄鉱を含有する諸岩類の産状及びそれらの相互の関連性については既に詳述したが¹⁾ それらの性状をこゝに要約する。それは日高国幌満川上流オビラルカオマップ川にある斑岩質閃緑岩に見られる小規模な珪長質変成岩のはさみである。この珪長質変成岩は、黒雲母ホルンフェルス、黒雲母混成岩、トーナール岩質混成岩等より成り、巾約 400m、片理の延長約 500m にわたつて斑岩質閃緑岩中にあつて N40°E、鉛直 : N60°E、40°NW : N60°E、80°NW : N80°W、60°NE : EW、8°N : N60°E、鉛直等の弱い片理を示している。又部分的に N40°E、80°NW : EW、鉛直等の後期におこつた巾 1m 内外の圧碎帯をもっている。この岩体中の細粒、粗粒黒雲母ホルンフェルス、黒雲母混成岩は、珪長質変成岩のうちでは小規模な範囲に分布し、主に珪長質変成岩の下盤近くにあり (第1図A) 互に不規則な縞状構造を示し、上盤に向つて次第に繊維状角閃石—トーナール岩質混成岩が多くなる (第1図C)。このトーナール岩質混成岩の一部は、片麻状構造を示し、繊維状角閃石—黒雲母ホルンフェルスと不規則な縞状構造を示している (第1図B)。更に上盤に近づくと繊維状角閃石、褐色角閃石を比較的多く含む粗粒—褐色角閃石—繊維状角閃石—黒雲母閃緑岩 (第1図D, E) になつており、又繊維状角閃石—トーナール岩質混成岩の一部は角閃石が少くなり、含角閃石—黒雲母混成岩に移り変わり、遂に石英に富んだ岩石になることがある。

下盤側は、さきに述べた黒雲母混成岩、黒雲母ホルンフェルスの不規則な縞状構造から次第に黒雲母混成岩又は繊維状角閃石—トーナール岩質混成岩等が多くなる傾向にある (第1図F)。また片理の延長方向では、両翼ともに粗粒—繊維状角閃石—褐色角閃石—黒雲母閃緑岩質岩石になつている。

以上の諸岩石はいづれも線構造が明瞭でないのが特質である。この珪長質変成岩の上盤、下盤及び片理の延長方向とも変成岩に接する周囲の斑岩質閃緑岩は、中粒、細粒の主に褐色角閃石を有するもので (第1図G, H, I)、このうち比較的細粒岩が珪長質変成岩の下盤側に接している傾向がある。

周囲の斑岩質閃緑岩に対して珪長質変成岩から明瞭に導かれた優白質の黒雲母—石

1) 浅井 宏 : 岩鉱, 43, 26~35, 73~84, 1959.

第1図 斑岩質閃緑岩中の珧長質変成岩の地質図



1 細, 中粒一黒雲母一斑岩質閃緑岩, 2 黒雲母ホルンフェルス, 黒雲母混成岩, 3 トーナル岩質混成岩(粗粒一含石英一黒雲母閃緑岩, 粗粒一黒雲母閃緑岩を含む), 4 比較的顕著な片理, 5 比較的顕著でない片理, 6 節理, 7 圧碎帯の走向傾斜, 8 節理に沿った優白質脈状岩の走向, 傾斜, 9 圧碎帯, A 黒雲母ホルンフェルス, 黒雲母混成岩の縞状部, B 繊維状角閃石一黒雲母ホルンフェルス, 繊維状角閃石一トーナル岩質混成岩の縞状部, C 繊維状角閃石一トーナル岩質混成岩, D, E, F 粗粒一褐色角閃石一繊維状角閃石一黒雲母閃緑岩のある部分, G, H, I 細粒, 中粒の黒雲母一褐色角閃石一斑岩質閃緑岩, ×印は所謂変成石灰質団塊の位置, 黒丸は細粒包有岩, P₁ 準グロメロ斑状構造一斜長石一黒雲母岩, P₂ 準輝緑岩構造一斜長石一黒雲母岩, P₃ 準輝緑岩構造一含黒雲母一角閃石一斜長石岩, P₄ 準輝緑岩構造一黒雲母一斜長石一角閃石岩, P₅ 細粒, 中粒一黒雲母一褐色角閃石一斑岩質閃緑岩, R₁ 右二の沢, R₂ 右一の沢(通称鉾山の沢), R₃ 左一の沢, R₁ R₂ が合流してオビラルカオマップ川となる。索引地図…… H₀ 幌満, OP オビラルカオマップ川, ※印は第1図本図の位置。

英一斜長石岩か或はこれから更に導かれた石英一斜長石岩によつて包みこまれている。一方珧長質変成岩の周囲にある斑岩質閃緑岩の節理に沿つて優白質の石英一斜長石脈状岩がこれを充填し、この脈状岩の先端は斑岩質閃緑岩の内部で薄失する。この節理に

沿つて充填する岩石は、先に述べた黒雲母—石英—斜長石岩の如く直接には変成岩類との関係は明瞭でないが密接な関連性をもっているものと考察せられる。

さて、先に述べた珪長質変成岩のうちで、黒雲母ホルンフェルス中には所謂変成石灰質団球が形成せられている。また細粒黒雲母ホルンフェルスを除き、他の粗粒な変成岩、混成岩中には、それよりも細粒な比較的有色鈹物を多く含む塩基性の岩石（第1図 P₁, P₂, P₃, P₄, P₅ の黒点）と前述の黒雲母ホルンフェルス中の所謂変成石灰質団球と比べて大いさ及び岩質の異つた変成石灰質団球（第1図×印）が変成岩、混成岩に包有される迄にそれぞれ形成され、数多く存在しているのである¹⁾。こゝに注意さるべきは、粗粒な珪長質変成岩から導かれた黒雲母—石英—斜長石岩を除いては、この変成岩、混成岩の周囲にある褐色角閃石を有する斑輝岩質閃緑岩を直接包有していることがないことである。

前述した変成岩類、混成岩類及び脈状岩を列挙すると

- 1 細粒、粗粒黒雲母ホルンフェルス（第1図A）
- 2 繊維状角閃石—黒雲母ホルンフェルス（第1図B）
- 3 黒雲母混成岩（第1図A）
- 4 繊維状角閃石—トータル岩質混成岩（第1図B, C）（含石英—繊維状角閃石—黒雲母—閃緑岩質—混成岩を含む）
- 5 粗粒—褐色角閃石—繊維状角閃石—黒雲母閃緑岩²⁾（第1図D, E, F）
- 6 含角閃石—黒雲母混成岩（第1図D, E, Fの一部）
- 7 a 黒雲母—石英—斜長石岩（第1図Fの一部）
b 石英—斜長石脈状岩（第1図i）

より成つている。

更に1の粗粒な岩石中に黒雲母の準グロメロ斑状構造を有する斜長石—黒雲母岩のクロツト（第1図P₁）、3には準輝緑岩構造—斜長石—黒雲母岩（第1図P₂）が包有され、4には準輝緑岩構造—含黒雲母—角閃石—斜長石岩³⁾（第1図P₃）があり、5には準輝岩構造—黒雲母—斜長石—角閃石岩⁴⁾（第1図P₄）がまた7aには細粒又は中粒の斑輝岩質—黒雲母閃緑岩（第1図P₅）がそれぞれ包有されている。7aの包有岩は珪長質変成岩の周りの岩石の一部である。2, 6, 7bには包有岩はない。

以上述べた岩石にはいづれも普遍的に磁鉄鈹、磁硫鉄鈹、黄銅鈹が含まれ赤鉄鈹、褐鉄鈹が一部の岩石に認められる。しかしこれらの鈹石の消長はそれを含む岩石のうけた運動状態を示している。

1) 現在みられる黒雲母ホルンフェルス中の所謂変成石灰質団球が更に変成して混成岩類の中に石灰質団球となつている証拠は少ない。それぞれの変成石灰質団球は、後期に形成される変成岩、混成岩類の形成条件に応じて先驅的にそれぞれ岩質を異にして形成された（浅井宏：前出，1959）。

2) この岩石が4の混成岩中に形成された粗粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩であることは既に述べた（浅井宏：前出，1959）。

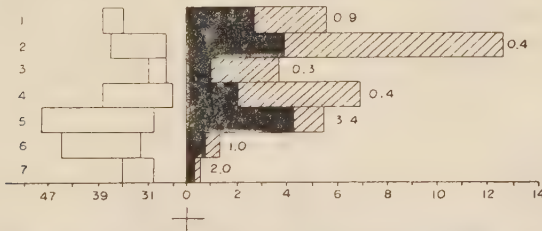
3) 4) これらのP₃, P₄の岩石が変成の初期から包有される迄に形成された細粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩であること及びその形成機構は、P₁, P₂の岩石と密接な関連をもっていることを既に述べた（浅井宏：前出，1959）。しかもP₃, P₄の如き岩石が黒雲母化をうけてP₁, P₂の岩石になつた証拠は全くない。

3. 磁鉄鉱, 赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, 褐鉄鉱の性状

2項で略述した諸岩石の性状については既述したので、ここでは省略する。ここに各々の岩石の諸鉱物成分を再記し、更に諸鉄鉱を主として酸化鉄鉱と硫化鉄鉱物に分け、それぞれの鉄鉱の全鉄物成分との割合を求め追補し、更に斜長石の灰長石成分及び其の範囲、性状を考慮にいれて記述することとする。殊に斜長石の性状は造岩鉄鉱としての酸化鉄鉱の生成と密接な関連をもっているものと考えられるからである。

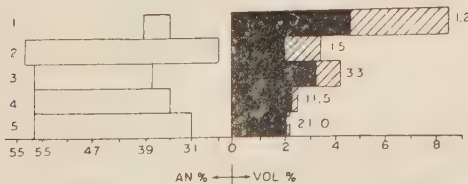
1. (a) 細粒—黒雲母ホルンフェルス (斜長石 47.8%, 黒雲母 41.9%, 石英 4.8%, 不透明鉄物 5.5%), 斜長石の灰長石成分は An_{33} , An_{35} , An_{38} , で不透明鉄物は磁鉄鉱

第2図 1



珪長質変成岩, 混成岩及びそれに伴う粗粒閃緑岩質岩石中の鱗片状磁鉄鉱, 同赤鉄鉱, 同磁硫鉄鉱, 同黄銅鉱等のモード (右図) とそれが含まれる岩石中の斜長石の灰長石成分 (左図), 上より 1 細粒—黒雲母ホルンフェルス, 2 繊維状角閃石—黒雲母ホルンフェルス, 3 黒雲母混成岩, 4 繊維状角閃石—トータル岩質混成岩, 5 粗粒—褐色角閃石—繊維状角閃石—黒雲母閃緑岩, 6 含淡緑色角閃石—黒雲母混成岩, 7 黒雲母—石英—斜長石岩, 黒色部は鱗片状磁鉄鉱, 同赤鉄鉱, 斜線部は鱗片状磁硫鉄鉱, 同黄銅鉱, 白色の長方形の部分は斜長石の灰長石成分の範囲を示す。各欄の数字は磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比をあらわす。

第2図 2



珪長質変成岩, 混成岩などの包有岩, 中粒の斑輝岩質—黒雲母閃緑岩中の鱗片状磁鉄鉱, 同赤鉄鉱, 同磁硫鉄鉱, 同黄銅鉱等の容量 % (右図) とそれが含まれる岩石中の斜長石の灰長石成分 (左図), 上より 1 黒雲母の準グロメロ斑状構造をもつ斜長石—黒雲母岩, 2 準輝緑岩構造—斜長石—黒雲母岩, 3 準輝緑岩構造—含黒雲母—角閃石—斜長石岩, 4 準輝緑岩構造—黒雲母—斜長石—角閃石岩, 5 中粒—斑輝岩質—黒雲母閃緑岩, 黒色部は鱗片状磁鉄鉱, 同赤鉄鉱, 斜線部は鱗片状磁硫鉄鉱, 同黄銅鉱, 白色の長方形の部分は斜長石の灰長石成分の範囲を示す。各欄の数字は磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比をあらわす。

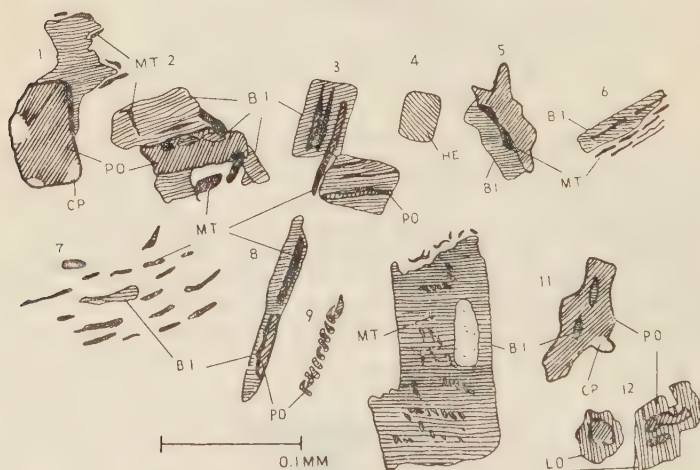
赤鉄鉱¹⁾ 2.6%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱²⁾ 2.9% を示す (第2図1)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 0.9 である。

(b) 黒雲母の準グロメロ斑状構造をもつ斜長石-黒雲母岩 (黒雲母 62.3%, 斜長石 28.9%, 不透明鉱物 8.6%, 石英, 粒状化淡緑色角閃石 0.2%), 斜長石の灰長石成分は An_{35} , An_{38} , An_{39} で不透明鉱物は磁鉄鉱, 赤鉄鉱 4.7%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 3.9% を示す (第2図2)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 1.2 である。

(c) 準輝緑岩構造-斜長石-黒雲母岩 (黒雲母 60.6%, 斜長石 28.5%, 石英 7.4%, 不透明鉱物, ジルコン, 燐灰石 3.5%)³⁾, 斜長石の灰長石成分は粗粒なものは An_{27} , An_{31} , An_{35} , An_{38} , で細粒なものは An_{28} , An_{31} , An_{35} , An_{36} , An_{39-58} , An_{40} , An_{45} , An_{49} で不透明鉱物は磁鉄鉱, 赤鉄鉱 2.1%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 1.4% を示す (第2図2)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 1.5 である。

諸鉄鉱はいづれも鱗片状である。磁鉄鉱は第3図 1, 2, 3 に示した如く黒雲母の劈開

第 3 図



細粒, 黒雲母ホルンフェルス (1, 2, 3, 4), 繊維状角閃石-黒雲母ホルンフェルス (5, 6), 黒雲母混成岩 (7, 8, 9), 繊維状角閃石-トータル岩質混成岩 (10, 11), 黒雲母-石英-斜長石岩 (12) の鱗片状磁鉄鉱 (MT), 同赤鉄鉱 (HE), 同磁硫鉄鉱 (PO), 同黄銅鉱 (CP) 及び褐鉄鉱 (LO) のスケッチ, Bi...黒雲母

1) 赤鉄鉱の容量 % は小さいのでほとんど磁鉄鉱のみより成るとみてよい。以下これに同じ。

2) 黄銅鉱の容量 % は小さいのでほとんど磁硫鉄鉱のみより成るとみてよい。以下これに同じ。

3) ジルコン, 燐灰石, 榍石, 黝簾石, 緑泥石等はいづれの岩石においてもその容量 % の総和は小さい。したがってほとんど不透明鉱物のみの容量 % と考えてさしつかえない。以下これに同じ。

に沿うか或はこれに斜交するか又は黒雲母の外側に斜長石に包囲されて形成されている。このような事は既述した如く黒雲母が不安定になつて消散する過程にあるか、或は消散したもので磁鉄鉱が後に残つたものである事を示している。この鱗片状磁鉄鉱が先に存在していて黒雲母によつて包囲されたとか黒雲母の晶出後に新たに別に晶出したという証拠はない。

赤鉄鉱は六角板状又は鱗片状で黒雲母と離れて存在し斜長石に包囲される(第3図4)。

磁硫鉄鉱、黄銅鉱は密接に伴われ矢張りいずれも鱗片状である。前者は明らかに黒雲母の形を埋めて形成されている比較的大形のもの(第3図1.2)と稍々灰色を帯び、粒状で黒雲母の莖開にそつて形成される小形のもの(第3図3)がある。この小形のものは、その延長方向が磁鉄鉱になつてことがある。後者の黄銅鉱は鱗片状で磁硫鉄鉱の周辺部にある場合が多い。

黒雲母が消散して磁鉄鉱を残した部分は斜長石が汚濁し更に新鮮化し、その新鮮化した部分が塩基性になる傾向がある。斜長石の新鮮化した部分は汚濁鉱物が粒状化し細粒な榎石、フェライト等の骸晶が形成され斜長石にいちじるしいシーラリゼーションを与えている。併し注意すべきは後述する諸岩石に比べてその程度は弱い(第2図1, 2)。

2. 繊維状角閃石-黒雲母 ホルンフェルス(斜長石, ミルメカイト 42.3%, 黒雲母 35.4%, 不透明鉱物 12.7%, 繊維状角閃石 7.6%, 石英 2.0%) 斜長石の灰長石成分は An_{28} , An_{30} , An_{31} , An_{35} , An_{37} で不透明鉱物は磁鉄鉱 3.8%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 8.9% となつている(第2図1)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 0.4 である。

諸鉱石はいずれも鱗片状で黒雲母の消散した部分に形成される。第3図5, 6はその性状を示した。磁鉄鉱は1の岩石と同様の性状を示す。磁硫鉄鉱は1に示した如く黒雲母の形をそのまま、磁硫鉄鉱が埋める大形のものと黒雲母の一部を埋める粒状磁硫鉄鉱があり後のものは灰色が強く反射色が弱い。斜長石の性状は1の岩石と同様の性状を示すが斜長石の灰長石成分の示す範囲はやゝ大きくなる。

3. 黒雲母長成岩(斜長石 60.4%, 石英 19.7%, 黒雲母 16.5%, 不透明鉱物, 黝帘石, 榎石 3.4%) 斜長石の灰長石成分は An_{28} , An_{29} , A_{31} を示し、不透明鉱物は磁鉄鉱, 赤鉄鉱 0.8%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 2.6% を示している(第2図1)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 0.3 である。

磁鉄鉱は黒雲母の残品を残して鱗片状で黒雲母の消散した部分は斜長石がこれを埋めていて磁鉄鉱は斜長石に包囲される(第3図7, 8)。赤鉄鉱は六角板状又は鱗片状で矢張り斜長石に包囲されている。

磁硫鉄鉱は磁鉄鉱より大形の鱗片状のものと粒状の灰白色の強い微晶があり(第3図8, 9), いずれも黒雲母の形をそのまま保つて生成しているか又はその一部を埋めている。黄銅鉱は大形の磁硫鉄鉱に伴われる。黒雲母が消散して、その後に磁鉄鉱を残し、又磁硫鉄鉱を形成し黒雲母が消散した部分は、斜長石が汚染するかまたは新鮮化して汚染鉱物が粒状化する傾向がある。この新鮮な斜長石は塩基性になるが、その程度は低く斜長石の灰長石成分の範囲はせまい(第2図1)。

4. 繊維状角閃石トータル岩質混成岩(斜長石 44.2%, 黒雲母 34.1%, 繊維状角閃石 11.3%, 不透明鉱物, 榎石 6.8%) 斜長石の灰長石成分は An_{27} , An_{28} , An_{29} , An_{30} , An_{31} , An_{32} , An_{35} , An_{38} を示し、不透明鉱物は磁鉄鉱 1.9%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱

4.9% になつている (第2図1)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 0.4 である。

磁鉄鉱はいづれも鱗片状で黒雲母の消散した部分に形成される (第3図10)。磁硫鉄鉱は大形の鱗片状のもの (第3図11) と反射色の弱い灰白色の小粒のものとがあり、いづれも黒雲母の外形を明らかにそのまゝ埋めていてその内部に黒雲母片の微品を残して形成する (第3図11)。黄銅鉱は大形の磁硫鉄鉱に伴われる。斜長石は黒雲母の消散した部分では汚濁し一部に磁鉄鉱が残る更に新鮮化する傾向にあり、この部分は他よりも塩基性の斜長石が形成されている。斜長石の灰長石成分の範囲は広がっている (第2図1)。又不透明鉱物のうち磁硫鉄鉱がいちじるしく増加する。

5. 粗粒一褐色角閃石—繊維状角閃石—黒雲母閃緑岩 (斜長石 53.6%, 黒雲母 21.8%, 繊維状角閃石 8.7%, 褐色角閃石, 淡緑色角閃石 6.3%, 石英 4.3%, 不透明鉱物, ジルコン, 黝簾石, 燐灰石, 榍石 5.3%) 斜長石の灰長石成分は An_{32} , An_{35} , An_{38} , An_{40} , An_{45} を示す。不透明鉱物は磁鉄鉱 4.1%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 1.2% である (第2図1)。又, 磁鉄鉱と磁硫鉄鉱との比は 3.4 を示している。

磁鉄鉱はいづれも鱗片状で前述と同様に黒雲母の消散の際に残したものである。磁硫鉄鉱は黒雲母の位置を占めて存在し鱗片状である。したがって黒雲母が消散して繊維状角閃石が形成される¹⁾ 場合に多くの場合は繊維状角閃石中に磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱は包有されるか又は並行して形成される。又この際に磁鉄鉱の一部は繊維状角閃石の形成に使われることが観察される。繊維状角閃石と伴われ磁鉄鉱は一般に小形か又はほとんど存在しない場合が多いからである。斜長石は黒雲母の消散する場合にその黒雲母の位置を占め汚濁し部分的に黒雲母の残した磁鉄鉱を包有する。更に斜長石は新鮮化し塩基性となり汚染鉱物は粒状化し斜長石にいちじるしいシーラリゼーションを与えている。その程度はこれまで述べた岩石に比べて最大である。又灰長石成分の範囲も広がる (第2図1)。

6. 含淡緑色角閃石—黒雲母混成岩 (斜長石 66.0%, 斜長石 15.0%, 石英 14.4%, 淡緑色角閃石 3.5%, 不透明鉱物, 緑泥石, 榍石 1.2%) 斜長石の灰長石成分は An_{32} , An_{35} , An_{38} , An_{40} , An_{45} を示している。不透明鉱物は磁鉄鉱 0.6%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 0.6% である。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 1.0 を示す。磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱は共にその量少く, 鱗片状のものである。注意すべきは斜長石が汚濁したまゝになり新鮮化の程度が低いことである。灰長石成分の範囲はやゝ広い (第2図1)。

7. 黒雲母—石英—斜長石岩 (斜長石 53.1%, 石英 24.3%, 黒雲母 22.3%, 不透明鉱物, 燐灰石 0.3%) 斜長石の灰長石成分は An_{30} , An_{35} を示す。不透明鉱物は磁鉄鉱 0.2%, 磁硫鉄鉱, 褐鉄鉱²⁾ 0.1% となつている (第2図1)。又磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 2.0 を示す。

いづれも鱗片状でその量は上述の岩石に比べて少い。磁硫鉄鉱が褐鉄鉱化する (第3図

1) このような現象又はこれと類似の現象は既に二, 三の例について述べた (浅井宏: 岩鉱, 40, 1, 21~27, 1956; 地質, 62, 727, 177~188, 1956; 岩鉱, 40, 3, 93~103, 1956; 岩鉱, 41, 6, 246~253, 1957; 岩鉱, 42, 2, 53~64, 1958; 岩鉱, 前出, 1959)。又磁硫鉄鉱床の母岩の黒雲母ホルンフェルス中に酒匂純俊はこれと似た現象を認めている (酒匂純俊: 北海道地下資源資料, 40, 1~11, 1958)。

2) 褐鉄鉱の容量 % は小さいのでほとんど磁硫鉄鉱のみよりなつているものと考えてよい。以下これに同じ。

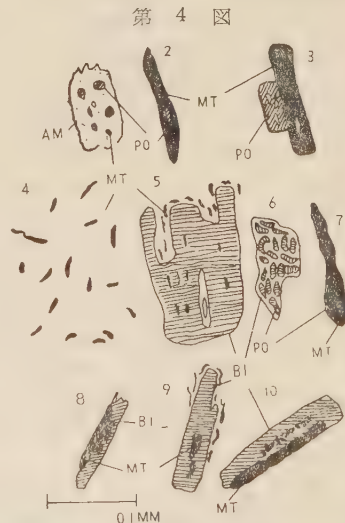
12) 斜長石は汚染していて新鮮化、塩基性化の程度は少い (第2図1)。

8. 準輝緑岩構造—含黒雲母—角閃石—斜長石岩 (斜長石 53.7%, 繊維状角閃石, 褐色角閃石 37.2%, 不透明鉱物, ジルコン, 燐灰石 4.3%, 黒雲母 2.7%, 石英 2.1%)
斜長石の灰長石成分は An_{38} , An_{39} , An_{40} , An_{41} , An_{42} , An_{43} , An_{45} , An_{46} , An_{48} , An_{51} , An_{52} , An_{54} , An_{56} を示す。不透明鉱物は磁鉄鉱 3.3%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱 1.0% である (第2図2)。又, 磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 3.3 を示す。

磁鉄鉱は鱗片状のもので単独に存在して, 斜長石に包有されているか或は黒雲母が消散した後に黒雲母の劈開に沿つてできている。これらの性状によつて判断すると単独に存在する磁鉄鉱も黒雲母の残したものである。斜長石はさきに汚濁し次いで新鮮化して塩基性になる傾向が大きい。汚濁鉱物は小骸晶状の榑石, 其の他の微晶のフェライトになり斜長石に著しくシーラリゼーションを与えている。

磁硫鉄鉱, 黄銅鉱も鱗片状か或は鱗片状の形をしたものが集つている。また磁鉄鉱の内部に磁硫鉄鉱が存在することがある¹⁾。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱は一般になめらかな線によつて区画されている。角閃石と磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱とが伴う場合は角閃石中に不規則に散点して角閃石との関連性は少く黒雲母が消散して角閃石を形成しこの際磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱が包有されたものと考えられる (第4図1, 2, 3)。黄銅鉱は磁硫鉄鉱に伴われている。斜長石はその成分の範囲が増加すると共に新鮮化, 塩基性化の現象がいちじるしい。

9. 準輝緑岩構造—黒雲母—斜長石—角閃石岩 (斜長石 35.1%, 繊維状角閃石 27.3%, 黒雲母 20.5%, 褐色角閃石 14.5%, 不透明鉱物 2.5%)
斜長石の灰長石成分は, 粗粒なものは An_{35} , An_{40} , An_{42} , An_{43} , An_{45} , An_{48} , An_{52} , An_{56} で細粒なものは An_{38} , An_{40} を示している。不透明鉱物は磁鉄鉱 2.3%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, 褐鉄鉱 0.2% である (第2図2)。磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 11.5 を示す。
磁鉄鉱は散点しつづれも鱗片状を示している (第4図4)。内部に磁硫鉄鉱を包有した如き産状を示すことがある。いづれも黒



準輝緑岩構造—含黒雲母—角閃石—斜長石岩 (1, 2, 3), 準輝緑岩構造—黒雲母—斜長石—角閃石岩 (4, 5, 6, 7), 斑輝岩質閃緑岩 (8, 9, 10) の鱗片状磁鉄鉱 (MT), 同磁硫鉄鉱 (PO) のスケッチ, AM…角閃石, Bi…黒雲母

1) 含銅硫化鉄鉱床にもこのような現象が認められている (沢 俊明: 鉱山地質, 6, 22, 207~222, 1956)。

雲母の周辺部か又は内部に鱗片状の結晶を排出する(第4図5, 7)。磁硫鉄鉱は明らかに黒雲母の外形をそのまま、交代した如くなつて存在する比較的大晶のものと黒雲母と共伴して反射色の弱い灰白色の強い粒状のものがある(第4図6)。斜長石は一般に塩基性化が強くその性状は9に述べた如くなっている。注意すべきは磁硫鉄鉱が褐鉄鉱に周辺部から変化していることが観察せられる。斜長石の灰長石成分の占める範囲はやゝ大きい(第2図2)。

10. 斑岩質—黒雲母閃緑岩(細粒なものは褐緑色角閃石 45.0%, 斜長石 35.6%, 黒雲母 17.1%, 不透明鉱物, 榍石 2.2%, 石英 0.1% で中粒なものは斜長石 48.6%, 褐緑色角閃石, 繊維状角閃石 35.1%, 黒雲母 9.4%, 石英 4.2%, 不透明鉱物 2.7%) 斜長石の灰長石成分は, An_{31} , An_{37} , An_{38} , An_{43} , An_{53} , An_{56} である。不透明鉱物は前者が磁鉄鉱 2.1%, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, 褐鉄鉱 0.1% で後者はそれぞれ 2.5%, 0.2% になつている(第2図2)。又, 磁鉄鉱と磁硫鉄鉱の比は 21.0 である。磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 黄銅鉱, 褐鉄鉱はいづれも鱗片状か又はその集合体である。一般に黒雲母と密接な関係をもつていて黒雲母の不安定によつてそこに晶出したものである(第4図9, 10)。硫化鉱物もその形状は黒雲母の位置に, その位置を占めた如くなっている。一般に磁硫鉄鉱は灰白色で粒状を呈しているものが多い(第9図8)。褐鉄鉱は磁硫鉄鉱の周辺部から変化して形成される。斜長石の灰長石成分は 9, 10 に述べた岩石よりもその範囲が増加する。またいちじるしく塩基性化しているものが多い。

4. 総括

以上 3 に述べた事項から次の如く総括される。

1. 鱗片状磁鉄鉱は, 主に黒雲母が消散して, その位置に残留したものである。又鱗片状磁硫鉄鉱, 同黄銅鉱は, 略々これと同時期か又はそれよりもやゝおくれて矢張り黒雲母が消散してその位置に形成せられたものである。
2. 黒雲母, 斜長石を主成分とする変成岩組織を有する岩石では, 鱗片状磁鉄鉱と同磁硫鉄鉱の容量 % の比は, 塩基性の包有岩である細粒閃緑岩質メタブラステック岩¹⁾ 混成岩中に形成される粗粒閃緑岩質メタブラステック岩²⁾, 珧長質変成岩, 混成岩の周囲にある斑岩質閃緑岩等に比べて小さい。
3. 黒雲母, 斜長石を主成分とする変成岩組織を有する岩石に黒雲母が消耗して角閃石が形成されると鱗片状磁鉄鉱, 同磁硫鉄鉱等の不透明鉱物の容量 % の総和は, 角閃石が形成されない岩石に比べて増加する傾向にある。
4. 鱗片状黄銅鉱は, 磁硫鉄鉱と共生する場合が多く, 微晶で容量 % も極めて低い。而して本稿で述べた岩石にはすべて含有される。
5. 鱗片状赤鉄鉱は, 黒雲母, 斜長石, 石英等を主成分とする変成岩組織を呈する岩石に多く存在する。
6. 褐鉄鉱は珧長質変成岩中の角閃石を有する包有岩又は混成岩より導かれた優白質脈状岩の一部, 細粒, 中粒の斑岩質閃緑岩に観察され, 磁硫鉄鉱から変化したものである。褐鉄鉱は, 比較的に後期に生成せられたものと考えられるが本稿で述べた他の諸岩石中には, このような産状を示すものは少い。

1), 2) 浅井 宏: 前出, 1959.

7. 鱗片状磁鉄鉱と同磁硫鉄鉱の容量%の比が増加すると斜長石は汚濁するか又は新鮮化して塩基性の斜長石になると共に一個体の斜長石についても、全体の斜長石についてもそのとるべき灰長石成分のとる範囲が広くなってくる。又これに伴われて角閃石が黒雲母の消滅に伴いその位置に形成される。このような岩石は、珪長質混成岩中の包有岩¹⁾である細粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩(準輝緑岩構造—含黒雲母—角閃石—斜長石岩、準輝緑岩構造—黒雲母—斜長石—角閃石岩)、混成岩中に形成される粗粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩及び変成岩、混成岩の周囲にある細粒、中粒の斑輝岩質閃緑岩に観察される。しかしてこの岩石は、黒雲母ホルンフェルス様の岩石¹⁾から変成し、しかも鱗片状磁鉄鉱が形成され易く、鱗片状磁硫鉄鉱が形成され難いような条件にあつた。その程度を鱗片状磁鉄鉱と鱗片状磁硫鉄鉱の容量%の比がこれを示している。

8. 黒雲母の消滅に伴う鱗片状磁鉄鉱の形成と並行するか又はそれよりもおくれて黒雲母が更に不安定の状態を続け、黒雲母の位置に鱗片状磁硫鉄鉱が形成せられた。この程度は珪長質変成岩、混成岩の方がその包有岩である細粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩、混成岩中に形成される粗粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩及び細粒、中粒の斑輝岩質閃緑岩よりも大きい。

9. 以上の事実から珪長質変成岩、混成岩とその塩基性包有岩である細粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩、混成岩中に形成される粗粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩及び細粒、中粒の斑輝岩質閃緑岩等の比較的塩基性の岩石との間の形成される条件を比較すると塩基性岩等よりみれば珪長質変成岩、混成岩はその形成される条件が抑制されたものであり、珪長質変成岩、混成岩よりみれば塩基性岩等はその抑制が除かれていて、鱗片状磁鉄鉱、塩基性斜長石、角閃石等が岩石中に固定され易かつたものと考えられ³⁾。このような事実から要述した如く本篇でのべた地区の諸岩石は、それぞれ意義の分化現象の結果形成された。しかして珪長質変成岩、混成岩より導かれた蛋白質の脈状岩が周囲の斑輝岩質閃緑岩に対してこれを包有することから前者が後者よりも長く運動を続けていたものであることを示している⁴⁾。

10. 以上に述べたことは、角閃岩相を形成する諸主成分礦物の生成される条件の範囲で岩石の形成の初期より末期に及ぶ黒雲母の形成とこれが不安定になる現象に伴われておこっている。

以上のことを規定する地質学的な岩石のあらわれ方は、本地区では比較的初期の変成作用で珪長質変成岩中に細粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩が形成されて混成岩に包有

1) Ⅱ項で述べた如き混成岩の包有岩のうちで斜長石—黒雲母岩のクロット(P₁)、準輝緑岩構造—斜長石—黒雲母岩(P₂)の如き黒雲母が比較的安定な包有岩は、同じく包有岩であつても準輝緑岩構造—含黒雲母—角閃石—斜長石岩(P₃)、準輝緑岩構造—黒雲母—斜長石—角閃石岩(P₄)の如き細粒斑輝閃緑岩質メタブラステック岩に比較して鱗片状磁鉄鉱と同磁硫鉄鉱の容量%の比は小さい。

2) 注意すべきは完全な黒雲母ホルンフェルスになつてから変成した証拠に乏しい(浅井宏：前出，1959)。

3) このような現象は、南部目高変成帯の比較的西側に分布する塩基性片状岩と片理のある珪長質変成岩との間にも観察される(浅井宏：岩鉱，42，2，53～64，1958)。

4) 浅井 宏：前出，1959。

される機構であるとか、それよりも後期に粗粒斑斑閃緑岩質メタブラステック岩が形成される機構であるとか、このような運動をうけないで、偏圧をうけるのに片理という具体的な形でうけていて珪長質變成岩、混成岩として止つているとか¹⁾、偏圧をうけ難い場所に存在するとか²⁾の細部の岩石のあらはれ方、運動のうけ方に規定され、大きくは本地区がおかれた南部日高變成帯の地質学的な位置と運動のうけ方及びその順序(時期)によつて規定せられる³⁾。

更に以上の事から岩石中を循環した水及び硫黄を含めての各種の元素を含んだ流体の運動状態が規定され、これにより磁硫鉄鉱、磁鉄鉱を含めての各種の造岩鉱物の性状が規定せられたものと考えすることは、事実にもとづいた妥当なことと思われる。

5. 考 察

造岩鉱物の形成期の鱗片状磁鉄鉱について木下亀城、牟田邦彦⁴⁾が中国地方の花崗岩中の石英閃緑岩の部分に鱗片状磁鉄鉱があつまつて磁鉄鉱鉱床が形成されることを記載した。それによると黒雲母、角閃石と共生する磁鉄鉱があり、鉱床の周囲にスカルン様の岩石が形成されることを認め磁鉄鉱は岩漿固結期に気成作用の補助をうけて形成されたものとし、更に赤鉄鉱床、硫化鉄鉱床の形成される可能性を述べた。ラムドーア⁵⁾は花崗岩中の磁鉄鉱が黒雲母と密接に関連し、珪酸塩鉱物より後期に属するものがあることを認めている。モーハウス⁶⁾は磁鉄鉱が黒雲母、角閃石と密接に伴われていることを示し磁鉄鉱が比較的後期に形成されることを各種の岩石について述べた。渋谷五郎⁷⁾は鱗片状磁鉄鉱形成の条件について考察し気成作用及び珪酸塩鉱物の不安定性について示唆した。

珪酸塩鉱物と磁硫鉄鉱の関連性についてマルモ⁸⁾は硫化水素によつて黒雲母、角閃石が不安定になり鉄を脱し、更に硫黄が岩石中に固定し磁硫鉄鉱が形成される現象を記載した。舟橋三男⁹⁾は磁硫鉄鉱と珪酸塩鉱物との関連性につき考察した。

黒雲母が不安定になつて磁鉄鉱を残すことはウィンチェル¹⁰⁾が述べ、オストロビスキー¹¹⁾は、黒雲母が水との共存において不安定になり、磁鉄鉱が形成される事を述べ花崗岩の安定性を検討した。シュバルツ¹²⁾は、比較的低温にて黒雲母が不安定となり、金属

1) 浅井 宏：前出，1959.

2) 珪長質變成岩，混成岩がその周囲の細，中粒，斑斑岩質閃緑岩に比べて片理を比較的よく示している。

3) 別の機会に詳述する。

4) 木下亀城・牟田邦彦：地質，**60**，363~377，1954.

5) Ramdohr P. : Bull. Comm. Géol. Fin., **173**，1~19，1956.

6) Moorhouse W. W. : Econ. Geol. **51**，3，248~262，1956.

7) 渋谷五郎：北地要，**25**，29~35，1954.

8) Marmo V. : Bull. Comm. Géol. Fin. **176**，1~38，1957.

9) 舟橋三男：北地要，**14**，25~27，1950；地球科学，**5**，7~14，1951.

10) Winchel A. N. : Elements of Optical mineralogy, 1951.

11) Ostrovskii I. A. : Doklady Akad. Nauk., S. S. S. R., **108**，1164~1166 (Chem. Abst. **51**，1783，1956 による)

12) Schwartz M. G. : Econ. Geol. **53**，164~177，1958.

の硫化物がその黒雲母の部分を含んでいることを述べている。ランベルグ¹⁾は黒雲母の格子から排出される諸元素の濃集による鉄床形成について示唆した。太田良平は火山岩の石基中の磁鉄鉱の形成を述べたが、特に黒雲母のオパシチゼーションの現象は、本稿で述べた磁鉄鉱形成と黒雲母の不安定性との関連を示唆したものと考えられる²⁾。

又、日高変成帯の磁鉄鉄鉱床を形成する磁鉄鉱、磁硫鉄鉱の安定な条件は或程度、本稿で述べた如き造岩鉱物としての磁硫鉄鉱、磁鉄鉱の安定、不安定性の条件を示唆するものと思われるが本稿では省略する。

いづれにしても前稿³⁾及び本稿で述べた事実及び上記の諸観察、諸実験等より考察すると本地域の具体的な地質環境の下では水⁴⁾及び硫黄を含めての各種の元素をもつた流体（液体、気体）の循環によって黒雲母が不安定になり岩石の副成分鉱物としての磁鉄鉱、磁硫鉄鉱が形成されたものである。この流体の循環の程度によって、一方では比較的塩基性の斜長石、角閃石、磁鉄鉱が固定し易く比較的塩基性の岩石となり、他方では石英、黒雲母、比較的酸性の斜長石、磁硫鉄鉱が固定し易く珪長質変成岩をつくり、しかも塩基性岩よりみれば珪長質変成岩はその固定の程度が抑制されていることを斜長石、角閃石、黒雲母の性状によってよみとることが出来る。而して副成分としての磁鉄鉱と磁硫鉄鉱は互に一見して相反する珪酸塩鉱物の生成条件下（斜長石が塩基性になるとか比較的酸性の斜長石で止るとか、或は角閃石は黒雲母が消散して形成されるとか、又は黒雲母がそのまゝ安定な状態で止るとかという条件下）で或は磁鉄鉱が形成され或は磁硫鉄鉱が形成されていることは注目される。

而して水及び硫黄を含めての流体の循環の程度をきめる地質学的条件を述べると、既述の如くこゝでは或は包有岩として珪長質変成岩中に比較的初期に分化形成されて細粒斑斑閃緑岩質メタプラステック岩を生ずるメカニズムであるとか、或は比較的それよりも後で粗粒な斑斑閃緑岩質メタプラステック岩が浸透岩中に形成されるメカニズムであるとか、或は片理という形式では偏圧をうけにくかつた位置にあるとかの条件が磁鉄鉱を形成し易い地質学的条件であり、又比較的片理という形式で偏圧をうけているということが磁硫鉄鉱を形成し易い地質学的な条件であるのである⁵⁾。

尚これらの現象は日高変成帯南部では主として変成の初期から中期にわたっておこつた運動によってひきおこされた現象であることをこゝに附記する。

1) Ramberg M. : The origin of metamorphic and metasomatic rock Univ. Chicago Press, 1952.

2) 太田良平 : 岩鉄, 41, 216~227, 1957.

3) 浅井 宏 : 前出, 1959.

4) 牛来正夫 : 火成岩成因論(下) 地学双書, 13, 36, 1958.

5) このような具体的な地質学的な条件に応ずる現象の一つは、明らかに岩石が比較的 wet になつていたか、dry になつていたかを決定するものと考えられる。このことは比較的塩基性の岩石が形成されるか比較的酸性の珪長質変成岩として止つているかを決定する一つの要素となるものと考えられる(牛来正夫 : 前出, 1958)。

新刊紹介

Optical Mineralogy (第3版) By Paul F. Kerr. カール教授はニューヨーク、コロンビア大学で 1924 年以來今日迄 35 年に亘つて鉱物学を講義されつつあり、その明解さは米国は勿論広く欧州各国に著名で、学生も、現在、フランス、イタリー、ソ連、イラン、エジプト等の国々から集つて、熱心に聴講している。この講義の長い経験に基づき、曩に故 Rogers 教授と共著で出版された Optical Mineralogy を書き改められた。約 50 頁増加している。先ず第 1 部鉱物光学には第 1 章薄片製作法に新技術が取り入れられ、又第 7 章に経緯鏡台の使用法を加筆された。第 2 部鉱物各論では、長石その他の珪酸塩鉱物が新しく書き改められた。各鉱物には、最近のデータまで詳細につけ加えられており、特に全面的に $6 \times 8 \text{ cm}$ 大の顕微鏡写真の光学方位を示す図が挿入されているので大変分かり易い。鉱物各論の特に良いところは、造岩鉱物の中で、特に重要なものに限り、諸性質を詳しく記載されていることであつて、米国の学生は本書に基づいて熱心に勉強している。次の 16 章から成る。 **Part I. Mineral Optics** 1. Mineral preparations for microscopic study, 2. The polarizing microscope, 3. A summary of the properties of light, 4. Refraction, 5. Plane polarized light in minerals, 6. Convergent polarized light, 7. The universal stage, 8. General features: Color, mode of aggregation, cleavage and orientation, 9. Mineral fragments, 10. Systematic identification. **Part II. Mineral Description** 11. Elements to hydroxides, 12. Carbonates, sulfates and phosphates, 13. Silicates: Framework structure (Tectosilicates), 14. Silicates: Chain structure (Isosilicates), 15. Silicates: Single, multiple and ring SiO_4 structure (Neso-, Soro- and Cycrosilicates), 16. Silicates: Sheet structures and mineraloids. 尚各章の終りに引用文献が付記されている。(本文 442 頁, Mc Graw-Hill Book Co., 1959 年出版, 定価 \$ 8.50) [大森]

新地質学汎論 藤本治義著 白序にもあるように著者は東北大学地質学教室卒業後 40 年の長きに亘り、東京教育大学並びに文理科大学にあつて教鞭をとり、その講義の原稿を整理し、この度上梓したもので、さきの著者の地質学汎論の程度を高め改編したものである。内容は鮮新で広範囲に亘り、表題の通りに地質学汎論にふさわしい良書である。著者の専門であり得意とする、地史学、構造地質学、動力地質学は勿論、岩石地質学、地文地質学の分野に亘つても深い記載がなされてあり、地学関係の大学教養課程、専門課程の人々に推奨出来る。大学の教科書として又公務員試験の準備書としては特に好適であろう。全般として説明が解りやすく、外国や日本の実例が多数取り入れられている点や、巻尾に世界並びに日本の地質の年代表が挿入されてあるのは読者にとり便利である。(A 5 版, 320 頁, 地人書館発行, 580 円) [河野]

鉱物学及び結晶学

8205, 天然産試料に依る PbS-PbSe 固溶体の研究 Coleman, R. G.

コロラド高原ウラン-バナジウム 鉱床産方鉛鉱及びセレン鉛鉱試料の化学成分は 0.04~93.7mol% PbSe in PbS で、検鏡法及び X線回折図では端成分の相分離は認められず完全固溶体を為すものと考えられる。格子恒数は $a_0=5.930\sim 6.127\text{\AA}$ に変化し、 $a_0(\text{PbS})=5.936\text{\AA}\sim a_0(\text{PbSe})=6.140\text{\AA}$ を結ぶ直線的関係に一致する。分光分析に依る微量成分検出結果では各成分とも多くは地化学的環境に支配されて増減している。中で Fe, Cu, Zn, Mg は夫々黄鉄鉱-, 黄銅鉱-, 閃亜鉛鉱-, 白雲石相として混入し, Ni, Co は黄鉄鉱に随伴するものであろう。Bi, Sb, Ag, Mo, Sr は置換元素であるが、前二者は殆ど検出されず、特に Bi を含む一試料では明かな格子恒数の減少を来している。(Am. Min., 44, 166~175, 1959) [関]

8206, 濠洲, ニュウ・サウス・ウェイルズ産イデングス石の構造的研究 Brown, G., Stephen, I.

橄欖石からイデングス石への変質は熱的に行われているが、X線実験によれば、構造的には酸素の稠密充填構造には殆ど変化なく、僅かに狭い範囲で行われる正イオンの移動があつて、毛鉄鉱と層状格子構造の珪酸塩とから成る多相結晶体になるものである。毛鉄鉱相 (G) と原橄欖石 (F) の方位関係は、大部分 $a_G//a_F$, $b_G//b_F$, $c_G//c_F$ で、層状珪酸塩

相 (L) と原橄欖石は $a_L//[010]$, $[0\bar{1}3]$ 及び $[0\bar{1}3]_F$, $c_L//[100]_F$ で、毛鉄鉱と珪酸塩相は原酸素構造を基にした一定方位に配列する為、光学的にも一定の性質を示す様になる。尚、層状珪酸塩相は vermiculite-smectite group に属するものと考えられる。(Am. Min., 44, 251~260, 1959) [関]

8207, Colorado 産新バナジウム鉱物 delrioite Thompson, M. E., Sherwood, A. M.

Delrioite, $\text{CaO} \cdot \text{SrO} \cdot \text{V}_2\text{O}_5 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ は Colorado 州 Montrose 郡 Jo Dandy 鉱山にて発見された。この鉱山は、上部ジュラ紀の Morrison 層群 Salte Wash 層中の vanadium-uranium 鉱床を採掘している。この鉱物は、淡黄色乃至緑色の繊維状の結晶で、主な X線回折線は、 $6.5\text{\AA}(\text{S})$, $4.95(\text{MS})$, $4.40(\text{M})$, $3.55(\text{M})$, $3.45(\text{MS})$, 光学的性質は、二軸性、負、 $\alpha=1.783$, $\beta=1.834$, $\gamma=1.866$ (± 0.003), $2V$ は大きい。X=無色, Y=淡黄色, Z=黄色である。硬度は約 2。比重は 3.1 ± 0.1 である。(Am. Min., 44, 261~264, 1959) [芦田]

8208, クリストバライトの α - β 転移 Hill, V. G. Roy R.

クリストバライトの α - β 転移温度が或範囲をもっていることは今迄よく知られていることであるが、筆者等は この原因を考察するために種々の原料を用いてクリストバライトを合成し、その転移点を測定した。その結果によると純粋な珪酸から合成したクリストバライトにおいても α - β 転移点は変化する。そしてこの変化は合成の時の熱処理の時間に左右され

ることがわかった。又合成の時に用いられた鉱化剤等の影響も全く受けない。合成されたクリストバライトの構造を X 線によって試験し、 α - β の転移点の変化は、いわゆる 3 層構造の秩序—無秩序の程度によるものであると結論した。完全に秩序のある 3 層構造のクリストバライトが最も安定でその α - β 転移点は $267^{\circ} \pm 2^{\circ} \text{C}$ である。

筆者等は更にクリストバライトトリヂマイト間の変移の実験的研究を行った。それによると約 300 気圧の熱水条件下でのみこの変移が得られる。これを構造的に見ると 3 層構造から 2 層構造への変化である。即ちクリストバライトの α - β 転移点の変化は 3 層構造内での無秩序の程度によるもので 3 層構造と 2 層構造の混合の程度によるものではない。2 層構造はトリヂマイトへの変移によって得られる。(Jour. Am. Ceram. Soc., **41**, 532~537. 1958) [大沼]

8209, 鉱物の熱ルミネセンス研究の一装置 Ashby G. E., Kellagher R. C.

鉱物が発する熱ルミネセンスの測定について、発光の強さと与える温度に関する図表 (glow curve), 及び発光と付活時間に関する図表 (saturation curve) 及び燐光又は残光と時間に関する図表 (decay curve) の三者の何れをも作製し得る装置を考察した。全長約 11in, 径 3 1/4in の円筒で、内部に電熱装置、冷却管、光増幅管、X 線コリメーターを備えている。此の装置では資料は粉末でも単結晶でも良い。温度は -100°C から $+400^{\circ} \text{C}$ までの間で、温度上昇率は 2.7°C/sec まで得られる。誤差は光増幅管に接するマイクロアンメーターで $\pm 5\%$, レコーダーで $\pm 1\%$ である。操作の際の調整は、上掲三図表の何れを求

めるにしても共通の方法で行う事が出来る。(Am. Min., **48**, 695~706. 1958)

[古賀]

岩石学及び火山学

8210, インド, ボンベイ地域のデカン玄武岩類 Sukheswala, R. N., Poldervaart, A.

Bombay, Salsette, Trombay の島々には上部 Deccan group に属する玄武岩類 (第三紀) が分布し、少量の酸性岩類を伴っている。玄武岩類は全域を通じ、 10° ~ 20°W の傾斜をなし、これらは屢々凝灰質堆積物を夾み、又比較的小規模の monchiquite, arkaramite, oceanite 等の超塩基性岩類や流紋岩等の珪長質岩類を伴っている。この地域の代表的岩型の記載と 9 個の化学分析を行っている。文献から Deccan trap の 64 個の岩石の分析を集め、Deccan basalt の平均をもとめている。化学分析値を $\text{Mg}-\text{Fe}-\text{Na}+\text{K}$, $\text{Ca}-\text{Na}-\text{K}$, differentiation index—oxide, mafic index—felsic index 等の図表に点示し、Deccan 地域の玄武岩類は鉄の濃集の初期を示し、ひきつゞきアルカリが濃集していると述べている。Deccan basalt の平均値は他地域の tholeiitic basalt よりもやゝ鉄が多く、 Al_2O_3 と MgO が少い。Deccan basalts にはビジオン輝石が稀にしか含まれていない、これはマグマの化学的性質と玄武岩の急冷による不完全晶出作用の為であるとしている。又珪長質岩類は玄武岩質マグマの晶出分別作用と揮発成分の拡散によつて生成されたものである。

なお differentiation index とは norm Q, Ab, Or, Ne, Lc, Kaliophilite の総計であり、そしてこれの和が 0~15...

ultramafic differentiates, 15~20...early stage basalts, 20~30...middle stage basalts, 30~50...late stage basalts, 50~70...intermediate differentiates, 70~100...felsic differentiates と呼んでいる。(Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1475~1494, 1958)

〔青木〕

8211, Münchberg 片麻岩体の超塩基性及基性岩の地球化学的研究 Hahn-Weinheimer, P.

北東 Bayern, Fichtel 山脈中の Münchberg 片麻岩体は主に正片麻岩, 准片麻岩, 角閃岩から成る。本岩体中には主走向 (NE-SW) に平行して蛇紋岩, エクロジャイトのレンズ状岩体が多数存在する。此等レンズ群は平行する3帯に配列され, その中2帯 (北列, 中列) は片麻岩体中に, 第3帯 (東列) は蛇紋岩から成り, 片麻岩体の南東側辺縁帯 (prasinite-phyllite border zone) 中にある。此等蛇紋岩, エクロジャイトの主成分及び微量成分の定量を行つた。蛇紋岩の微量成分 Cr, Ni, Co, Mn, Sc, V, Ti, Ba, Sr, Zr の量は中央部のものより辺縁帯のものが変化範囲が広い。北列及び東列の蛇紋岩中の Pt 及び Pd は 0.01~0.08ppm. で, 蛇紋岩中の B は 0~60, 平均 14ppm. である。エクロジャイト中には Pt, Pd, B は著しく少ないか殆んど検出されない。白金族元素検出には有機試薬 quinoline-selenol-2 による濃集法を用いた。北部の古生層中のピグライトの微量成分分布は蛇紋岩と異なる。エクロジャイトとそれらの源岩との直接関係は殆んど見付からない。中列南西部の最大のエクロジャイト岩体は近接するメタ斑岩閃緑岩と同様の起源が考えられるかもしれない。エクロジャイト中

の C は 0.1~0.5% の値を示した。Graphite carbon 及び carbonate-carbon は非常によく類似した C^{12}/C^{13} の値を示している (90~91)。これらの C 値は先カンブリア紀の結晶片岩, 片麻岩中のそれらによく類似している。それ故に白雲岩質泥岩は初生堆積岩として論ぜられるかもしれない。蛇紋岩は 0.003~0.03% C 含有量を示す。滑石及び緑泥片岩は 0.001% C 以下の値である。(Neues Jb. Min. Abh., 92, 203~278, 1959)

〔千藤〕

8212, カルフオルニア, Valley Ford 附近の藍閃石片岩及びそれに伴う岩石 Bloxam, T. W.

Valley Ford 附近は, 硬砂岩を主とするジュラ紀のフランスカン累層及び藍閃石片岩, 榴輝岩が良く発達する。この地域の藍閃石片岩は構造的, 鉱物学的にみて, 硬砂岩及び榴輝岩を源岩とする二種が認められる。すなわち, 硬砂岩源の藍閃石片岩は, 硬玉, 藍閃石, ローソン石, 雲母を含む。榴輝岩源のものは藍閃石-クレッツァイト, ローソン石, パンベリー石, 雲母を有し, 硬砂岩源のものと異なりザクロ石を含む。どちらも最終的な鉱物成分及び化学成分は, ほぼ同様なものである。硬砂岩の藍閃石片岩への変成過程に於ては Fe, Mg, Ca の添加と, Si, Na の除去がみられる。榴輝岩の場合はこれと逆の変化が行われる。化学成分の変化は, 種々の証拠からみて, 源成分の差異によるよりも, むしろ交代作用によるものとして説明される。鉱物学的にみた藍閃石片岩相の性質は, 緑色片岩相或は緑簾石角閃岩相に似ているが, 曹長石の不安定なことで, 密度の高い含水鉱物すなわち藍閃石, ローソン石, パンベリー石の存在は, ある特別な藍閃石片

岩相の環境を示すものであり、おそらくそれは水蒸気の高い状態であろう。(Am. Jour. Sci., 257, 95~112, 1959)

〔蟹沢〕

8213, 岩石成因的にみた磁鉄鉱中の TiO_2 の量について Marmo, V.

中央 Sierra Leone 地方の Sulh Mountains 及び Kangari Hill の岩石中の TiO_2 について論じている。これらの岩石は old Pre-Cambrian の片岩帯に属する岩石と、更に synkinematic の花崗岩類及び少量の latekinematic の岩脈、岩株、それに伴う ベグマタイトなどである。これら同一の片岩帯に属する種々の岩石型から採取し、且つ分析した 22 個の磁鉄鉱の TiO_2 の量を検討した結果、次の事が明らかになったとしている。1) 同一の造山性片岩帯に属する同一の岩石型と起源をもつ岩石は、 TiO_2 の量に於て均一である。2) もし成分的にも岩石学的にも類似した岩石中の磁鉄鉱の TiO_2 の量が異れば、これらの岩石は異つた初成物から導かれたであろう。3) synkinematic の花崗閃緑岩、花崗岩、変斑晶花崗岩の場合には、各々の磁鉄鉱中の異つた TiO_2 の量は、これらの岩石が堆積岩から導かれたか、元来火成岩から導かれたかも区別することが可能である。4) 成分は温度と同様に磁鉄鉱の成分を決定するであろう。しかしながらこれらの結論は此の片岩帯にのみ正当であることを考慮せねばならない。(Am. Jour. Sci., 257, 144~149, 1959) 〔大貫〕

8214, Puerto Rico 島の Utuado Pluton Weaver, J. b.

Puerto Rico 島(西インド諸島)の北方中央部を構成する Utuado Pluton は上部白堊紀に属する火山岩類及び堆積岩

中に位置を占め、主として granodiorite と quartz diorite より成り、その周縁部に少量の quartz porphyrite と gabbro を伴っている。深成岩体と母岩との接触部に於ける関係、深成岩体中の relict pseudodike や xenolith、一般的構造、深成岩の texture や鉱物学的関係、化学分析結果等から、之の pluton は液体の状態を経過せずして、既存岩石の花崗岩化作用により生成されたものであると考えた方が都合がよい。pluton の時代は明確に決め難いが多分白堊紀後期に生成されたものであろう。この pluton は 3 哩より深い個所で形成されたものではなく、多分之よりはるかに浅所で生成されたものであろう。(Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1125~1141, 1958) 〔植田〕

8215, Westmorland, Shap Granite に近接する火山岩類の裂罅交代作用 Firman, R. J.

熱変成作用を受けた安山岩、流紋岩及び凝灰岩中には花崗岩侵入前に生成した節理及び裂罅が発達し、之の周壁部岩石は緑簾石化作用及び絹雲母化作用を局部的に受けて変質している。裂罅中には屢々 CaFe garnet が緑簾石化作用に伴つて発達し、稀に周壁岩石中にも之が見られる。石英、方解石、磁鉄鉱、硫化鉄鉱等の後期生成鉄物は garnet 脈の中心部の裂目を満して生成している。Granite から Ca, OH が導入されて周壁岩石が珪化作用を受け緑簾石が生成された。Al, Fe, Mg 及び一部の Ca は裂罅の方向に移動し、そこで鉄の富化した条件下で、より高温の元に Ca-Fe garnet を生成した。その後花崗岩体の移動が行われ母岩に変形が起り、又一連の熱水作用に依る鉱物を沈澱させた液体の通を容易にさせた。絹雲母化作用は cordierite の生成と

関係を持ち, pyrite vein 近くの岩石に限られている。Al, K, S, OH イオンはこの変質作用に伴つて 周壁岩石中に拡散したと思われる。(Quart. Jour. Geol. Soc. London, **93**, 205~222, 1957) [植田]

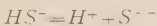
金属鉱床学

8216, 水溶液中の硫化物の溶解度

Czarnske, G. K.

平均化した鉱液の組成, 硫化物を生成する複雑な ion の型式或いはそれ等の限界等が未知である現在の知識からは, 実際の鉱液中での硫化物の溶解度を計算する事は不可能であるが, 単純な水溶液中でのその理論的計算は可能であり, 慎重に用いれば, ore transport の際の溶解度の役割につき一つの考えを与え得る。

そこで Verhoogen が用いた方法を訂正して計算を行つた。訂正の最も主要なものは S^{2-} ion 濃度に関する重要な



の式で, この反応の ΔH を Verhoogen が +3,869 cal/mole としたのを, +11,900 cal/mole とした事で, その他の熱力学上の data も修正した。計算は

$$\Delta F = \Delta H - T\Delta S$$

$$\Delta F = -RT \ln K$$

より溶解度を求める。K は硫化物の solubility product である。二価の金属の場合, 溶解度は

$$(M^{++}) = \sqrt{KX}$$

$$X = 1 + \frac{(H^+)}{K_2} + \frac{(H^+)^2}{K_1 K_2}$$

$$K_1 = \frac{(H^+)(HS^-)}{H_2S}$$

$$K_2 = \frac{(H^+)(S^{2-})}{HS^-}$$

一価の金属では

$$(M^+) = \sqrt[3]{2KX}$$

上式により pH=3, 7 及び 11 で, 温度が 25, 100, 200, 400 及び 600°C の各条件下の, Ag_2S , CdS , Cu_2S , CuS , FeS , HgS , MnS , PbS , ZnS の溶解度を求めた。その結果 $10^0 \sim 10^{-28}$ の order の間で溶解度が求められ, 次の如き傾向を示す。1) より酸性溶液の方が, よりアルカリ性溶液よりも金属 ion を多く溶解する。2) 溶液中の金属 ion の量的変化は温度上昇の方が, pH 特にアルカリ側での変化よりも小さい。3) FeS と MnS を除けば金属 ion の濃度は温度の上昇と共に増加する。4) PbS と ZnS は 300°C 附近でその相対的溶解度を変化し, その温度以下では ZnS , 以上では PbS がより溶解し易い。5) ZnS と CdS の溶解度はよく以ており, 400°C では一致する。6) Cu の硫化物は両者共略等しい。(Econ. Geol., **54**, 57~63, 1959)

[鈴木]

8217, MnO-SiO₂ 系 Glasser, F. P.

Oxide phase system に就いては, この半世紀の間に種々の研究がなされてきたが, Mn-酸化物に関しては, Mn の原子価を安定に保つて実験をすることが困難であつた為, 研究が遅くれ又実験の結果に様々の喰違いを生じて来た。variable valence cation を含む oxide phase systems の研究としては Fe-酸化物を成分として含んでいる系の研究が主としてなされ, その方法は 1935 年, Bowen-Schairer の FeO-SiO₂ 系の研究で行われた方法が適用されて来た。然し Mn-酸化物系に於いては Mn 金属の融点が低く ($1245^\circ C \pm 10^\circ C$) Mn のルツボが使用出来ない為に Bowen 等の方法を適用することは不可能である。従つて, 本実験に於いて筆者は, Mn が 2 価の状態を

保つことに最大の注意を払い、その為に独創的な方法を用いた。即ち、熱力学的計算により、 MnO が安定であり得る O_2 の分圧範囲を求め、 CO_2 と H_2 を 5:1 の割合に混合した気体を炉の中に送ることにより、炉の中の O_2 の分圧が常にその範囲内の値を保つ様に環境を調整し quenching method で研究を行った。此の結果、バラ輝石は $1291^{\circ}C$ で incongruent melt をすることが確かめられ、又テフロ石は $1345^{\circ}C$ で congruent melt することが明かにされた。これはテフロ石が MnO と liquid に incongruent melt すると示していた従来の研究結果と異っている。更にテフロ石は $1315^{\circ}C$ で MnO と、 $1251^{\circ}C$ でバラ輝石と共融すること、及び SiO_2 が 55~99wt% の広範囲に亘つて液相の不混和現象が認められることを明らかにしている。(Am. Jour. Sci., 256, 398~412, 1958) [島]

8218, Cuba, Minas Carlota の層状黄鉄鋳々床 Hill, P. A.

当鋳床は石灰岩中に急傾斜するレンズ状黄鉄鋳々床で蛇紋岩の接触部附近或は tentional fold 中に胚胎する。鋳化作用は(岩漿期或は接触変成期) 榍石、クロム尖晶石→(動力変成期) 陽起石、曹長石を経て石英、方解石、緑泥石→金紅石、絹雲母→細粒黄鉄鋳→粗粒黄鉄鋳→黄銅鋳→閃亜鉛鋳→方鉛鋳の順である。細粒黄鉄鋳は石墨の薄層に沿つた石灰岩の、交代作用によつて生成し、少量の Au, Co, Ni を含んでいる。粗粒黄鉄鋳は空隙充填状に存在し、その熱起電力測定による生成温度は前者が $600^{\circ}C$ 、後者が $500^{\circ}C$ 示す。鋳床は熱水性起源と思われる、その鋳化作用、蛇紋岩化作用は時期的に大差なく、post Jurassic, pre Ma-

estrichtian と思われる。鋳床と蛇紋岩とは見掛け上近接しているが、その成因的關係は接触変成作用に基くよりもむしろ単に構造に支配されているにすぎない。(Econ. Geol., 53, 966~1003, 1958)

[阿部宏]

8219, Quebec, Eastern Metals 鋳床の硫化鋳物共生 Pollock, D. W.

当鋳床は橄欖岩と粘板岩(オルドヴィス紀)の接触部に沿つた珪化帯、炭酸塩化帯に胚胎するもので特徴的な2種の鋳化作用を示している。North 帯: クロム鉄鋳, 黄鉄鋳, 閃亜鉛鋳の他、針ニッケル鋳, 硫砒ニッケル鋳, violarite を含む。South 帯: 前記ニッケル鋳物を全く含まず黄銅鋳, 硫砒鉄鋳, 斑銅鋳, 閃亜鉛鋳, 黄鉄鋳を伴う。かかる二様の鋳化作用をもたらした原因は 1) 同一成分の鋳化液が同時に上昇し、母岩の化学成分に左右されて鋳液自身が局部的な化学成分の変化を惹起したものか、2) 鋳化時期、鋳液源が全く異なるものか明確ではないが、恐らく橄欖岩の結晶化作用中に Cu-sulfide と Ni-sulfide が根源を異にして上昇鋳化したもので、両帯に普遍的に存在する閃亜鉛鋳は堆積岩中に含まれていた Zn が、含 Cu, Ni 鋳化液によつて溶解、再沈澱したものと考えられる。(Econ. Geol., 54, 234~247, 1959)

[阿部宏]

石油鋳床学

8220, ガルフコーストの構造的研究所 Bornhauser, M.

西部ガルフコーストの広域的並びに地域的な構造運動は、古生代後期乃至中生代初期に始まつた一般的な沈降運動に支配され、第三紀に明確な地向斜的性格

を示した。

地相斜形成運動と共に、火成活動と重力運動 (gravity activity) が起り、それに伴い地相斜地域内に夫々広域的、地域的な種々の構造を造つた。即ち火成活動は岩漿の深部進入、或いは火山噴出により広域的、地域的構造を造り、その分布は、当地域では一般に北東部の古い構造帯地域に限られた。亦重力の作用も同様に広域的、及び地域的な沈降構造を形成したが、前者は差別的な広域的沈降によるもので、基盤の構造方向に影響された embayments, arches 等が含まれる。後者は gravity flow (堆積岩の褶曲は、ある傾斜をもつた処では、堆積岩の荷重により incompetent beds がある種の流動を起すことにより生ずる。) により生じた背斜、向斜、ディアビル背斜等が含まれる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 339~370, 1958) [田口]

8221, 石炭系堆積物の堆積環境の研究 (II) Degens, E. T., Williams, E. G., Keith, M. L.

ペンシルヴァニア紀の Pottsville および Allegheny 統の主に Clearfield の露頭試料について微量化学成分と粘土鉱物組成による堆積環境の研究が行われた。Allegheny 統は海成および淡水成の堆積物で、粘土についての B. Ga, Rb の 3 元素と粘土鉱物 illite, kaolinite を定量分析した。化石によつて堆積環境が明白な頁岩及び石灰岩の粘土部分の 3 元素による分帯では、淡水と海水に堆積したものとは明瞭な差が認められた。3 元素による区分は層位学や記載岩石学の堆積環境の判断と一致する。又酸処理をしても殆んど変化しないので環境の推定や判断に役立つとしている。illite と kaolinite の比は環境指示の役割として非石

灰質の頁岩では有効であるが、石灰岩では大きな差は認められない。又下盤粘土は殆んど淡水成であるという結果を出している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 981~987, 1958) [阿部]

8222, 石油及び他の堆積有機物の炭素アイソトープ Selverman, S. R., Epstein, S.

石油およびそれに関係ある有機物の中の炭素同位元素の比を調べて、石油の生成と質的变化を明らかにしようとして行つたもので、石油や堆積有機物を燃焼させて CO_2 として $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ の比を求め標準の $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ と比較した。石油および海成堆積物から抽出した有機物と Green River 頁岩 (非海成堆積物) の中の油および瀝青物について比較した結果、石油は海成の有機物から生ずるばかりでなく非海成の有機物からも生ずるであろうとしている。然し根源物質が海成か非海成から $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ の比は異なる。とくに非海成層の根源物質に由来するガスには C^{13} が少ない。原油をクロマトグラフ法で分けたものについて比較してみると、石油の化学組成が違つても $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ は殆んど変化しない。現世の海成堆積物中の有機物、California 油井コア (鮮新・中新統) の有機物、Green River 頁岩 (始新統) の有機物の $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ について比較検討を加えている。石油が出来るとき C^{13} に富む物質がなくなつてゆくか、又 lipid 分がどの様に保存されて石油になるかは不明であるが石油が diagenesis の初期に出来るという考え方を支持している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 988~1012, 1958) [阿部]

8223. ネバタ州 Pyramid Lake の底質 Swain, F. M., Meader, R. W.

Pyramid Lake はネバタ州西部の Washoe County, Reno の北東約 30 マイルに位置し、この地方の乾燥地域の湖水として最深、最大のものである。底質は湖の南部に於ける Truckee River の河口付近で細粒の火山灰砂からなり、河口から遠ざかると珪藻質・貝形殻質・骸泥質・腐泥質等のシルトからなっている。著者等は湖の南部に分布する底質について、主に有機成分を調べた。コア試料は Phleger コア採泥器で、その他の試料は Ekman 採泥器で採取した。湿潤状態での底質の pH はアルカリ性 (8.5 ~ 9.0) で、酸化還元電位では下層水よりも強い還元値を有している。乾燥試料について、ベンゼン 80%, メタノール 20% の混溶媒を用い、ソックスレーで 8 時間瀝青物質を抽出し、その抽出物を n ヘプタン、ベンゼン、ビリジン+メタノールでカラムクロマトグラフィーを行つた結果、Pyramid Lake の瀝青物質は無色油性の炭化水素 (パラフィン系 72%, 芳香族系 28%) の他に、赤褐色をした多量の pigmenting substances (テトラテルペン, カロチノイド) で特徴づけられる。2 ケのコア試料について 6N, HCl で 22 時間加水分解し、アミノ酸含有量を調べた結果、アスパラギン酸、グリシン、グルタミン酸、テレエオニン、アラニン、バリン、ロイシン、ヒイスチジン等が得られた (2.42~3.19 ppm)。また、 H_2SO_4 加水分解でのペーパークロマトグラムでは Rf 値の高い物質が示され、フミン酸成分のものと思われる。これ等の有機成分の特性は、これ迄研究した合衆国の北~中部 (主にミネソタ州) の各湖水の中で 貧營養湖~初期の富營養

湖からのものに極めてよく類似している。著者等はこのようなアルカリ性で溶存固形物質の量の比較的多い、しかも乾燥地域の湖に対して “apatotrophic” の名称を提唱した。この特性はまた、相対的に C と N の量が低く、抽出瀝青物質は多量の pigmenting substances によつて特徴づけられるものである。(Jour. Sed. Pet., 28, 286~297, 1958)

[島田]

参 考 科 学

8224. 高温加水分解法による硝子および珪酸塩中の弗素の分析 Adams, P. B., Willams, J. P.

試料粉末と U_3O_8 を混合し、水蒸気を通じながら $1000^\circ C$ に熱すると次の反応によつて HF を生じ水蒸気と共に溜出される。 $6NaF + 2U_5O_8 + 3H_2O + O \rightarrow 6HF + 3Na_2U_2O_7$ 。試料 0.2g (F 3% 以上の場合少量にする) と U_3O_8 0.3g をよく混合しこれをシリカ管中の Pt-ボートに置き、この目的のために特別に作られた蒸溜装置で H_2O を通じながら $1000^\circ C$ で 30 分加熱する。○出液 50cc をとり、これを標準 $Th(NO_3)_4$ 溶液で滴定する。指示薬としてはアリザリン酸ソーダ 0.25gr/1000ml H_2O を用い、標準色溶液には $Co(NO_3)_2$ 溶液および Na_2CrO_4 溶液の混合液を使つた。相対誤差は約 2% であり、分析に要する時間は約 1 時間である。(Jour. Am. Cer. Soc., 41, 377~380, 1958) [長谷川]

会員動靜〔新入会〕 広田正一（東京都練馬区北町1の347）、西南学院大学図書館（福岡市西新町）、小野田セメント株式会社東京研究所（東京都江東区深川豊洲1の1）、秋月瑞彦、加藤祐三、中島 剛、吉岡 隆、小林 誠、平山晴彦、上野宏共、渡辺 享、小玉則雄、秋元善智、斎藤不二男、長川雅昭、高橋忍、池島柳一、千葉とき子、馬場幹義（以上東北大学理学部岩鉱教室）、後藤田寛（北海道様似郡様似町東邦電化K.K.日高工場）、梶間和彦（東京都豊島区巢鴨7の1852 福田方）、松木勇次（東京都品川区北品川6の374 浜井方）仲井 豊（岡崎市愛知学芸大学地学教室）、初見 孝（北海道大学理学部地鉱教室）、須崎祐吉（北海道大学理学部地鉱教室）、大石守方（北海道大学理学部地鉱教室）

〔転動及び転居〕 稲森 潤（東京都下小金井町 東京学芸大学地学教室）、浜地忠男（東京都北多摩郡狛江町小足立106）、斎藤洋彦（川崎市瀬田3415）、自在丸新十郎（大分県中津市高瀬478）、佐藤長治（盛岡市平山小路 原子燃料公社盛岡駐在員事務所）、斎藤浩三（東京都港区芝高輪南町30）、国府谷盛明（札幌市中島公園内 北海道地下資源調査所）、岡本要八郎（福岡市西福岡局区内神松寺1743）、菅原欣一（八幡市天神町2丁目 門田寮）、梅原嘉明（札幌市北1条西5丁目 日赤会館内 北海道地下資源開発K.K.）、原 清（札幌市北1条西5丁目 日赤会館内 北海道地下資源開発K.K.）、水戸 滉（秋田県仙北郡協和村新鉱業開発K.K. 宮田又鉱業所）、石沢健喜（岡山県和気郡備前町 品川白煉瓦K.K. 自啓寮）、周藤和雄（日立市 日本鉱業K.K.日立鉱業所）、永田 実（柏崎市大久保78 石油資源開発K.K. 大洲寮）、大政正明（東京大学理学部鉱物学教室）、梅津一晴（岐阜県吉城郡神岡町 神岡鉱業所）、土方光彦（浦和市別所1185）、金子 寛（秋田県山本郡翠丘町鯉川 東京鉄鋼K.K. 鹿渡鉱業所）、小泉 隆（東京都世田谷区弦巻町3の594 アジア航空測量K.K.）、阿部周太郎（宮城県遠田郡涌谷町 笠嶽中学校）、橘 寿郎（藤沢市鵠沼西宮越525 日本電気硝子K.K. 藤沢工場）、武中俊三（倉吉市葵町 原子燃料公社倉吉出張所）、山本 勇（岡山県苫田郡上斉原村 原子燃料公社人形峠出張所）、山崎正男（金沢大学理学部地質学教室）、渡辺 卓（札幌市南16条西9丁目 奥山方）、埴原長興（名古屋市東区鍋屋上野半の木 大幸住宅L棟12号）、桐生 清（長崎県下県郡厳原町 対州鉱業所）、富田芳郎（東京都世田谷区上北沢1丁目 日本大学文理学部地理研究室）、杉山隆二（鳥取県東伯郡三朝町 岡山大学温泉研究所）、石川秀雄（鹿児島大学教育学部地学教室）、市村 毅（茨城県筑波郡筑波町北条115）、山田復之助（茅崎市東海岸10,018）、末松市松（福岡県嘉穂郡二瀬本町4丁目 上杉方）、大沼晃助（東北大学理学部岩鉱教室）

昭和34年7月20日 印刷		昭和34年8月1日 発行	
発行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台③1181（内線311）〕		入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会	
編集兼発行者 大 森 啓 一		会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕	
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕 笹気出版印刷株式会社		本会会費 一カ年分 500 円（前納）	
印刷者 笹 気 幸 助		本誌定価 一 部 150 円（会員外）	
		© 1959	

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- Tertiary plutonic rocks in western Chūgoku N. Murakami
Actinolite in the eastern part of the Kanto Mountains Y. Seki
Potash feldspars in some metamorphic rocks M. Shimazu
The problem of the stability of reciprocal main axes in polysynthetic twin
..... Y. Takano and K. Takano
On the maghemite in the effluent fume from the open-hearth furnace
..... K. Ito
On the igneous activities and the ore deposit at Hamanaka area, Hokkai-
do T. Hujihara
Study of felsic metamorphic rocks and its associated inclusions which lie
in gabbro-diorite at the up-stream of Horoman river, Hidaka province,
Hokkaido (Appendix) H. Asai
Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Book reviews.

Optical Mineralogy (3rd Edition) By Paul F. Kerr, etc.

Abstracts :

Mineralogy and crystallography. Natural occurrence of galena-clausthalite
solid solution series, etc.

Petrology and volcanology. Deccan basalts of the Bombay area, India, etc.

Sci. of metallic deposits. Sulfide solubility in aqueous solutions, etc.

Sci. of petroleum deposits. Gulf coast tectonics, etc.

Related sic. Fluoride analysis of glasses and silicate materials by pyro-
hydrolysis separation.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan